

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO CENTRO DE
CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS DEPARTAMENTO DE
OCEANOGRAFIA E ECOLOGIA CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
OCEANOGRAFIA AMBIENTAL**

BRANCO MATEUS MURATA EGUCHI

**ABORDAGEM MULTIESCALAR DA VARIAÇÃO ENERGÉTICA DE
ONDAS E A RESPOSTA DE PRAIAS DE MARATAÍZES, ES.**

VITÓRIA

2023

BRANCO MATEUS MURATA EGUCHI

**ABORDAGEM MULTIESCALAR DA VARIAÇÃO ENERGÉTICA DE
ONDAS E A RESPOSTA DE PRAIAS DE MARATAÍZES, ES.**

Tese de Doutorado apresentada ao Curso de Pós-
Graduação em Oceanografia Ambiental do
Departamento de Oceanografia e Ecologia da
Universidade Federal do Espírito Santo.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Jacqueline Albino.

VITÓRIA

2023

BRANCO MATEUS MURATA EGUCHI

**ABORDAGEM MULTIESCALAR DA VARIAÇÃO ENERGÉTICA DE
ONDAS E A RESPOSTA DE PRAIAS DE MARATAÍZES, ES.**

Tese de Doutorado apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental do Departamento de Oceanografia e Ecologia da Universidade Federal do Espírito Santo.

Comissão Examinadora

Profa. Jacqueline Albino – Orientadora

Universidade Federal do Espírito Santo – UFES

Profa. Kyssyanne Samihra – Avaliadora interna

Universidade Federal do Espírito Santo – UFES

Profa. Célia Regina de Gouveia Souza – Avaliadora externa

Universidade de São Paulo – USP

Prof. Dieter Muehe – Avaliador interno

Universidade Federal do Espírito Santo - UFES

Prof. Leonardo Klumb-Oliveira – Avaliador externo

Universidade Federal do Recôncavo da Bahia - UFRB

“O mar é professor, basta saber aprender”

Agradecimentos

Agradeço ao suporte financeiro da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES). Agradeço aos envolvidos no projeto "Resposta Morfodinâmica de Praias do Sudeste Brasileiro aos Efeitos da Elevação do Nível do Mar e Eventos Meteorológico-Oceanográficos Extremos até 2100", auxílio nº 88887.145855/2017-00 da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES).

Agradeço a Profa. Jacqueline Albino por todo o tempo de orientação e amizade dentro e fora da universidade.

Um agradecimento especial aos meus pais que sempre me apoiaram e incentivaram desde o início.

Sumário

1 – Apresentação	13
1.1 - Contextualização do tema.....	13
1.2 - Justificativa da área de estudo, hipótese e objetivos	16
2 – Aspectos físicos da área de estudo.....	17
3 – Caracterização das ondas, eventos extremos e modos climáticos para o litoral de Marataízes.....	19
3.1 – Climatologia e caracterização de eventos extremos	19
3.1.1 - Objetivos e metas	19
3.1.2 – Materiais e métodos.....	19
3.1.3 – Resultados	22
3.1.4 – Discussão	29
3.1.5 – Conclusões	31
3.2 – Ondas extremas e modos climáticos	32
3.2.1 - Objetivos e metas	32
3.2.2 - Materiais e métodos	32
3.2.3 - Resultados.....	34
3.2.4 - Discussão	36
3.2.5 - Conclusões.....	37
4 – Geomorfologia costeira e morfodinâmica praial	38
4.1 - Grau de exposição e resposta do perfil praial.....	38
4.1.1 – Objetivos e metas	38
4.1.2 – Materiais e métodos.....	38
4.1.3 – Resultados	42
4.1.4 – Discussões	51
4.1.5 – Conclusões	53
4.2 – Resposta da praia à evento de ressaca.....	53
4.2.1 – Objetivos e metas	53
4.2.2 – Materiais e métodos.....	54
4.2.3 – Resultados.....	56
4.2.4 – Discussão	60
4.2.5 – Conclusões	61
5- Integração	62

5.1 – Background meteoceanográfico do litoral sul do Espírito Santo	62
Clima de ondas, nível do mar e ondas extremas	62
Modos climáticos e ondas extremas	63
5.2 – Particularidades do Litoral de Marataízes	63
Efeitos da morfologia de fundo sobre a energia de ondas.....	63
Variabilidade dos perfis de praia e resposta à eventos extremos.....	64
5.3 – Conclusão	64
6 – Referências	65

Lista de Figuras

- Figura 1 - Mapa de localização, batimetria e posição dos perfis de praias levantados ao longo da área de estudo. Fonte da batimetria: Marinha do Brasil, carta náutica CN1403. 18
- Figura 2 - Mapa de localização do estado do Espírito Santo, do ponto central do grid de dados de ondas do modelo DOW e da estação meteorológica de Presidente Kennedy. 20
- Figura 3 - Rosa de ocorrência direcional de alturas significativas e períodos de pico de ondas do banco de dados DOW entre 1948 e 2008. 23
- Figura 4 - Histograma direcional da distribuição de altura significativa (esquerda) e período de pico (direita) das ressacas identificadas no banco de dados DOW entre 1948 e 2008. 24
- Figura 5 - Relações entre direção e duração de pico e energia de onda acumulada em cada ressaca (pontos sem preenchimento) e dispersão entre duração das ressacas e sua energia de onda acumulada (pontos preenchidos), com linha de tendência do tipo polinomial de ordem 3 (linha pontilhada). 25
- Figura 6 - Gráfico de colunas da quantificação do número de ressacas (cinza) e da energia de onda acumulada (preto) para cada mês durante do intervalo entre 1948 e 2008 do banco de dados DOW. 26
- Figura 7 - Preamares máximas obtidas do banco de dados de previsão horária de maré astronômica da Marinha do Brasil entre 1970 e 2013. 28
- Figura 8 - Elevação residual obtida a diferença entre o nível do mar medido e a maré astronômica prevista entre os dias 06/09/18 e 11/07/18. A linha tracejada indica...
..... 28
- Figura 9 - Elevação residual representando a diferença entre o nível do mar medido e a maré astronômica prevista entre os dias 11/08/21 e 10/09/21. 29
- Figura 10 - Série temporal dos índices ENSO (superior) e SAM (inferior) entre os anos de 1948 e 2008 (linhas sólidas). A linha tracejada representa os valores limites entre as fases positivas e negativas do ENSO (-0,5 e 0,5) e SAM (0). 35
- Figura 11 - Localização da área de estudo. A) Localização do litoral sul do Espírito Santo; B) Arco praias onde foram levantados os dados topográficos; C) Distribuição dos perfis topográficos (triângulos) e a área onde a batimetria de detalhe foi levantada com Monofeixe de Alta Precisão e auxílio de moto aquática. 39
- Figura 12 - Resultado da propagação de ondas do modelo OLUCA-MC, mostrando as alturas de ondas em cores e vetores de direção das ondas mais representativas para a área de estudo, com base no banco de dados ERA5. A) Ondas de leste (37% do banco DOW); B) Ondas de sudeste (35% do banco DOW). 44
- Figura 13 - Boxplot da amplitude da variação da energia de ondas probabilística sobre a isóbata de 5 m representando o incremento/redução da energia das ondas modeladas para cada cenário multiplicada por suas respectivas probabilidades de ocorrência. As hastes inferiores (superiores) representam os valores mínimo

- (máximo), as bases (topos) dos retângulos representam o primeiro (terceiro) quartil e as linhas que cortam os retângulos representam a mediana. 45
- Figura 14 - Mapeamento da configuração do leito marinho, destacando a presença de bancos submersos e a variabilidade energética média das ondas de leste e sudeste sobre a isóbata de 5m. 46
- Figura 15 - Morfologia e variação dos parâmetros morfológicos dos perfis 9 a 7. Lado esquerdo - Perfis médios (linhas) e dados medidos com campo (pontos). Lado direito - Fotografias dos perfis topográficos medidos ao longo do litoral estudado, ressaltando a variedade de ambientes associados..... 47
- Figura 16 - Morfologia e variação dos parâmetros morfológicos dos perfis 6 a 4. Lado esquerdo - Perfis médios (linhas) e dados medidos com campo (pontos). Lado direito - Fotografias dos perfis topográficos medidos ao longo do litoral estudado, ressaltando a variedade de ambientes associados..... 48
- Figura 17 - Morfologia e variação dos parâmetros morfológicos dos perfis 3 a 1. Lado esquerdo - Perfis médios (linhas) e dados medidos com campo (pontos). Lado direito - Fotografias dos perfis topográficos medidos ao longo do litoral estudado, ressaltando a variedade de ambientes associados..... 49
- Figura 18 - Localização da área de estudo. A) Localização do litoral sul do Espírito Santo; B) Arco praiado estudado, pontos de medição de dados de ondas (ADCP1 e 2) e ponto central da malha do modelo ERA5; C) Distribuição dos perfis topográficos (triângulos) e a área onde a batimetria de detalhe foi levantada com Monofeixe de Alta Precisão e auxílio de moto aquática. 55
- Figura 19 - Representação visual dos dados topográficos adquiridos antes (linha pontilhada) e depois (linha sólida) da passagem de um evento de ressaca marinha. 57
- Figura 20 - Energia de ondas calculada com base na altura significativa de ondas swell + wind (A). Direção média de ondas (B) durante o intervalo de medição dos perfis topográficos de praia. Dados extraídos do banco ERA5 e Energia de onda acumulada para cada evento de alta energia de ondas, determinada através da propagação de ondas para águas rasas utilizando o modelo SMC-Brasil (C). 59
- Figura 21 - Resultado da modelagem de correntes geradas por ondas por meio do modelo COPLA-MC para o evento 1 (Esquerda). Resultado da modelagem de correntes geradas por ondas por meio do modelo COPLA-MC para o evento 2 (Direita)..... 60

Lista de tabelas

Tabela 1 - Parâmetros estatísticos de comparação dos dados de ondas medidos e modelados. Modificado de Albino <i>et al.</i> (2016b).....	20
Tabela 2 - Médias de altura significativa, período de pico e direção média para ondas características de cada quadrante. A probabilidade de ocorrência representa a quantidade de ocorrências de cada quadrante dividida pela quantidade total de dados.	23
Tabela 3 - Resumo dos testes não paramétricos de Kruskal-Wallis e pos hoc de Dunn realizados para comparação dos parâmetros de energia de onda, duração e número de ressacas entre as estações do ano.....	26
Tabela 4 – Distribuição da ocorrência da componente meridional do vento com base na sua direção, sendo positivo para norte e negativo para sul. Valores de coeficientes de correlação de Pearson entre a componente meridional do vento e a nível residual.	29
Tabela 5 – Valores de Chi ² crítico tabelado para nível de confiança de 95% e calculados com base nos valores acumulados de energia, duração e quantidades para cada fase dos modos de maneira isolada e combinada.....	35
Tabela 6 - Valores acumulados de energia, duração e quantidade de ressacas entre 1948 e 2008 para cada fase do SAM e ENSO isoladas e combinadas. *valores cujo Chi ² calculado ficou abaixo ou muito próximo do valor tabelado e portando, são independentes da fase do modo climático.	36
Tabela 7 - Variação da energia das ondas de cada cenário com base na diferença de alturas entre a entrada da grade modelada e a isóbata de 5 m alinhada a cada perfil topográfico. Valores negativos indicam dissipação e positivos incremento..	45
Tabela 8 – Valores médio da altura da barreira e volume sedimentar da praia emersa para cada perfil, com seus respectivos coeficientes de variação (Parte superior). Valores estatísticos do teste de tendência não paramétrico Mann-Kendall, onde S é o valor estatístico e p o Valor-p de significância (Parte inferior). Em vermelho os valores com significância estatística.	50
Tabela 9 - Valores normalizados de Altura e volume do perfil praial, redução da altura e do volume do perfil, e aumento da energia de ondas sobre a isóbata de 5m. Os valores de ISCn representam as classes de grau de exposição: em azul baixo grau de exposição (1º quartil), em preto moderado grau de exposição (3º quartil) e em vermelho valores de alto grau de exposição (> 3º quartil).....	51
Tabela 10 - Intervalo de medição de dados de ondas para comparação com dados modelados do banco ERA5.....	55
Tabela 11 – Variabilidade percentual do volume sedimentar e altura da barreira após a passagem do evento de ressaca e variabilidade normal do perfil calculada com base no monitoramento de médio prazo (~2 anos).....	58
Tabela 12 - Resultados da comparação entre os dados de ondas medidos e modelados.....	58

Resumo

Um dos maiores desafios na avaliação de impactos costeiros é lidar com a dimensão espacial e temporal dos processos envolvidos na dinâmica da linha de costa. Para compreender estes processos é preciso caracterizar os *inputs* energéticos de maior escala como ondas e marés, e como estes inputs podem ser alterados pelas particularidades de cada costa.

Apesar do enfoque da tese ser o litoral sul do Espírito Santo, a mesma foi elaborada com base em uma série de metodologias replicáveis para outros litorais com objetivo de realizar uma caracterização de processos costeiros e vulnerabilidades em diferentes escalas de tempo e espaço.

Primeiramente foram caracterizadas as forçantes meteoceanográficas atuantes no litoral sul do Espírito Santo, entre elas: ondas, maré astronômica, elevação do nível residual e ondas extremas. Além disso, foi realizada a correlação da energia, duração e quantidade de ondas extremas com a ocorrência isolada e combinada dos modos de variabilidade climática *El Niño Southern Oscillation* (ENSO) e *Southern Annular Oscillation* (SAM). A segunda parte desta tese consistiu em caracterizar os efeitos da morfologia do leito marinho sobre o padrão de energia de ondas incidentes e a resposta de perfis de praias. Com base na variabilidade energética das ondas em águas rasas, morfologia dos perfis de praia e na variabilidade destes perfis, foi proposta uma classificação quanto ao grau de susceptibilidade do litoral aplicando uma adaptação ao Índice de Vulnerabilidade Costeira (CVI). Por fim, a resposta da praia frente à um evento extremo foi medida através do levantamento topográfico de 6 perfis de praia, antes e após a passagem de um tempestade. O clima de ondas apresentou padrão bimodal com ondas de tempo bom vindas de leste e ondas energéticas oriundas de sudeste. Ondas extremas possuem alturas significativas médias de 1,9 m e duração média de 48h. A fase neutra do ENSO e negativa do SAM estão ligadas as maiores energias, durações e quantidades de ondas extremas. Quando combinadas, as fases positivas de SAM e ENSO apresentam menores valores dos parâmetros de ondas extremas.

Ondas de tempo bom vindas de leste aumentam sua energia ao se propagar sobre o leito marinho da região em aproximadamente 30%. Já as ondas de sudeste aumentam em 9% sua energia. De modo geral, após a passagem da tempestade monitorada, a resposta dos perfis se mostrou dentro da variabilidade normal determinada entre 2018 e 2020.

Conclui-se que a temporada de ressacas no litoral sul do Espírito Santo tem seu auge entre os meses de julho e setembro, caracterizada por eventos duradouros e energéticos que evoluem para eventos breves e mais frequentes. O processo de dissipação energética de ondas sobre a plataforma interna e antepraia ocorre de forma diferenciada para cada direção de incidência. Mesmo com a variação dentro da faixa normal sob condição de tempestade, no longo prazo a morfologia dos perfis pode não ser suficiente para conter o processo de inundação costeira.

Palavras chaves: Ondas extremas, Refração, Difração, Antepraia, Grau de exposição à energia de ondas, Mobilidade Praia.

Abstract

How to deal with the different time and space scales of coastal processes is a major concern in evaluate coastal impacts. In order to better comprehend these processes, it is important to understand the energy input in regional scale, such as waves and tides, and how local coastal features are able to modify this input.

Despite the focus on local coastal processes, this thesis is based on series of replicable methodologies, aiming to characterize coastal processes and vulnerability in different time and space scales.

First step was to determine oceanographic energy inputs for the whole region, for example, waves, astronomical tide and extreme waves. Moreover, a correlation between extreme waves parameters and the modes of climate variation *El Niño Southern Oscillation* (ENSO) e *Southern Annular Oscillation* (SAM). The second part of the thesis regarded to determine the effects of local ocean floor morphology on wave energy and how beaches respond to these variations. Also, a coastal susceptibility index was proposed based on wave energy variations and beach responses. Lastly, the impacts of a storm were quantified comparing beach profile changes before and after.

Wave climate showed a bimodal pattern with easterly waves related to good weather and southeasterly waves associated to storms. Extreme waves presented significant height and duration of 1,72 m and 48 h, respectively. The highest values of extreme wave energy, duration and quantity occurred during neutral phase of ENSO and negative phase of SAM. In contrast, the lowest values occurred during the positive phase of both modes simultaneously.

Easterly waves showed a pattern of energy increase of 30% as they propagate from deep to shallow waters. Waves coming from southeast also presented an increase of wave energy, but of only 9%. In general, all post-storm beach profiles showed no major impacts. In conclusion, extreme wave season begins in July and peaks in September. Extreme waves change from highly energetic and lasting, in early season, to more frequent but briefer, late in the season. Wave energy dissipation at shallow waters occurs differently along the coast. In the long term, beach profiles may not be able to resist to storm impacts.

Keywords: Extreme waves, Refraction, Diffraction, Shoreface, Wave degree of exposure, Beach mobility.

1 – Apresentação

1.1 - Contextualização do tema

A adaptação da linha de costa depende fortemente da geomorfologia do litoral, das peculiaridades das ondas incidentes e do estado inicial da praia. Para compreender estes processos da melhor forma é preciso caracterizar os *inputs* energéticos de maior escala como ondas e marés e analisar como este padrão energético pode ser alterado pelas particularidades de cada costa em pequena escala, como por exemplo, morfologia do leito marinho, orientação da linha de costa e tipos de ambientes praias (PADILLA-HERNÁNDEZ & MONBALIU, 2001; DE MATOS et al., 2014; TROMBETTA et al., 2018; GON et al., 2020).

A geomorfologia local tem importante papel no controle da susceptibilidade à erosão e/ou inundação costeira. Por exemplo, dunas e cordões arenosos representam fontes de sedimento para praias sob efeito de ressacas, ajudando a manter o balanço sedimentar durante momentos de eventos extremos (D’ALESSADRO et al., 2022; JAY et al., 2022). Por outro lado, Praias associadas a falésias e terraços de abrasão possuem pouco espaço de acomodação, dando origem a perfis altos e estreitos (ALBINO et al., 2016a; SOUZA & ALBINO, 2020). A presença do terraço de abrasão pode incrementar a elevação do nível do mar devido sua impermeabilidade, favorecendo o alcance do espraiamento das ondas principalmente durante eventos de alta energia (JACKSON & COOPER, 2009).

A elevação da praia protege a costa contra provável inundação e pode ser representada pela altura da barreira associada à praia, seja a berma, base da duna frontal ou base da falésia. Já o volume de sedimentos é a quantidade de sedimento da praia emersa que garante sua estabilidade frente à possível erosão (RAAIJMAKERS et al., 2008; VIAVATTENE et al., 2015; DURÁN et al., 2016). A mobilidade do perfil praias em praias dominadas por ondas apresenta alterações cíclicas que envolvem a perda de sedimentos devido à ação de ondas altamente energéticas e a recuperação da praia com o retorno do sedimento em condições de ondas menos energéticas. Desta forma, maiores variações da praia emersa ocorrem em resposta a maior variação da energia de ondas (DODET et al., 2019; EICHENTOPF et al., 2019; ROBIN et al., 2020; GEORGE et al., 2021). Destaca-se que as praias expostas a elevados graus de energia de ondas tendem a reduzir sua altura e volume, tornando-se mais planas (MASSELINK et al., 2014).

Em relação aos *inputs* energéticos sobre a costa, Innocentini et al. (2003) afirmam que a agitação marítima de maior intensidade no Atlântico Sul está associada à passagem de frentes frias relacionadas a ciclones que se desenvolvem entre as latitudes de 20°S e 57,5°S (PARISE, 2009; REBOITA et al., 2005), migram no sentido SO-NE e são caracterizados por ventos do quadrante sul/sudeste na costa brasileira (SATYAMURTY & MATTOS, 1989). A trajetória e intensidade dessas frentes frias são influenciadas por instabilidades baroclínicas (CARLSON, 1991; GAN & RAO, 1991; VERA et al., 2002), fluxos de quantidade de movimento e calor, ondas planetárias estacionárias (CHANG et al., 2002), intensidade do jato

subtropical, cristas e cavados, subsidência em 500hPa, gradientes de pressão entre continente e oceano, intensidade dos ventos na região de confluência sobre o oceano e advecção de vorticidade positiva (CAVALCANTI & KUOSKY, 2009).

Analisar o comportamento das frentes frias ao longo da costa do Brasil requer uma avaliação da variabilidade do Anticiclone ou Alta Pressão Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), já que este é o controle principal da circulação da bacia do oceano Atlântico Sul (LÜBBECKE *et al.*, 2014; SUN *et al.*, 2017) e sua posição determina a intensidade do bloqueio na migração de ciclones em direção ao equador (DA SILVEIRA PEREIRA & KLUMB-OLIVEIRA, 2015). Segundo Sun *et al.* (2017), o ciclo anual do ASAS mostra dois picos de intensidade e tamanho, que ocorrem durante os meses de solstício. Durante os meses de equinócio o ASAS enfraquece e se contrai. No verão o ASAS é deslocado para sul, com seu centro no meio da bacia do oceano Atlântico, já durante o inverno o centro do ASAS se encontra mais próximo da linha do equador. O ASAS também apresenta variações associadas aos modos de variabilidade climática, como por exemplo Oscilação do Atlântico Norte (NAO), Padrão Pacífico-América do Norte (PNA) (VENEGAS *et al.*, 1997) e, em especial, El Niño Oscilação Sul (*El Niño Southern Oscillation* -ENSO) (DA SILVEIRA PEREIRA & KLUMB-OLIVEIRA, 2015) e ao Modo Anular Sul ou *Southern Annular Oscillation* (SAM) (MARSHALL *et al.*, 2018).

Segundo Kousky *et al.* (1984), durante a fase positiva do ENSO ocorre o fortalecimento do ASAS devido à intensificação da subsidência de ar nas regiões tropicais no Atlântico Sul. Este processo é desencadeado pela redução de pressão sobre o Oceano Pacífico, que aumenta a ascensão de ar e modifica a circulação zonal da Célula de Walker. O fortalecimento do ASAS intensifica os ventos alísios no Brasil e ocasiona a obstrução de frentes frias (ARAGÃO, 1998). Já na fase negativa do ENSO, ocorre o processo inverso e leva ao enfraquecimento do ASAS e dos ventos alísios. Desta forma, as frentes frias provenientes da região polar conseguem avançar com maior facilidade rumo a latitudes menores (RAO *et al.*, 2002; PEZZA & AMBRIZZI, 2003; SILVA *et al.*, 2009). Da Silveira Pereira & Klumb-Oliveira (2015) avaliaram o impacto do ENSO sobre as alturas significativas de ondas no Sudeste e concluíram que há uma ligeira redução de alturas de ondas durante a fase positiva do ENSO e o inverso para a fase negativa.

De acordo com Lorenz & Hartmann (2001), o SAM é gerado pelo feedback positivo entre anomalias das médias zonais de velocidade do vento e fluxos de momento turbulento. Variações do SAM resultam de atividades anômalas de ondas baroclínicas em áreas de passagem de tempestades extratropicais em associação com as oscilações dos Jatos Polares (MARSHALL *et al.*, 2018). Durante a fase positiva do SAM, os ventos de oeste e a baroclinicidade aumentam nas altas latitudes e diminuem próximo ao centro do cinturão do Jato Polar. Desta forma, a região de vórtices mais próxima ao polo se desloca para sul de sua posição climatológica média no hemisfério sul e traz consigo o limite sul da Célula de Hadley e toda a Célula de Ferrel (THOMPSON & WALLACE, 2000). Por outro lado, na fase negativa do SAM ocorrem o deslocamento dos ventos de oeste em direção ao equador e a redução da atividade de ondas baroclínicas na região de tempestades extratropicais (MARSHALL *et al.*, 2018). Segundo Reboita *et al.* (2009), a fase

positiva/negativa do SAM apresenta maior/menor concentração de ciclones ao redor do continente antártico e condições desfavoráveis/favoráveis para ciclogêneses em torno de 45°S. Visto o impacto de cada modo sobre o padrão de circulação atmosférica, a atuação conjunta de ENSO e SAM pode resultar em configurações atmosféricas que propiciam (ENSO e SAM negativos) ou não (ENSO e SAM positivos) a formação e propagação de frentes frias no litoral sudeste do Brasil.

Como efeito da passagem de frente frias tem-se o fenômeno das ressacas marinhas, com duração média de 2 dias, caracterizadas por ondas providas do quadrantes sudoeste, sul e sudeste e potencial de gerar danos à costa (BULHÕES *et al.*, 2014; DA SILVEIRA PEREIRA & KLUMB-OLIVEIRA, 2015; DE SOUZA *et al.*, 2016; LINS-DE-BARROS *et al.*, 2018). A caracterização de ondas de ressacas é feita a partir da análise da energia de onda, duração e número de eventos (YOU & LORD, 2008; MENDOZA & JIMÉNEZ, 2009; DURÁN *et al.*, 2016; CASTELLE *et al.*, 2017), dado que tais fatores determinam a severidade do evento (DISSANAYAKE *et al.*, 2015; RAHMSTORF, 2017; GODOI *et al.*, 2018). Godoi *et al.* (2014) concluem que as maiores alturas de ondas ocorrem durante o inverno, associadas ao padrão de passagens de frentes frias. Pianca *et al.* (2010) ressaltam a escassez de informações e estudos que envolvem medições de ondas no Brasil, no entanto, apontam o desenvolvimento de modelos numéricos como uma opção para a caracterização do clima de ondas.

Segundo Melo Filho (2017), ressacas também estão associadas à sobrelevação do nível do mar gerado por fatores atmosféricos, que nesta tese será abordada como Nível residual (NR) e pode ser quantificada ao descontar a maré astronômica (MA) do nível do mar medido. Dentre estes fatores está a força normal exercida pela atmosfera sobre a superfície do mar que quando reduzida promove a sobrelevação do nível do mar pelo fenômeno chamado Barômetro Invertido (WUNSCH & STAMMER, 1997). Outra forçante é a tensão de arraste do vento sobre a superfície do mar, especialmente relacionado a sua componente meridional, cujo valor positivo (de sul para norte) induz o transporte de água superficial em direção ao continente no hemisfério sul, ocasionando um empilhamento de água e sobrelevação do nível do mar junto a costa (MARONE & CAMARGO, 1994; TRUCCOLO, 1998; VEDANA *et al.*, 2021). Melo Filho (2017) mostra que para a região sudeste do Brasil o NR pode aumentar em até 0,5 m o nível da MA. Os impactos da passagem de uma frente fria são amplificados durante a MA de sizígia por conta da sobrelevação do nível do mar gerada pelo NR e pela ocorrência de ondas com alto potencial energético, configurando o pior cenário para a linha de costa (TABORDA & DIAS, 1992; DIAS, 2007; RUDORFF *et al.*, 2014).

A energia de ondas é originada em mar aberto a partir da ação mecânica dos ventos sobre a superfície do mar e controladas por fatores como duração, intensidade e pista de ventos. No entanto, ao se propagarem em direção a costa, as ondas estão sujeitas à interação com o leito marinho sobre a plataforma interna e a antepraia (KOMAR, 1998). Tal interação se traduz em processos de refração, difração e empinamento, que podem proporcionar incrementos ou dissipações da energia de ondas devido à: convergência ou divergência das ortogonais de ondas (LI *et al.*,

2020), mudança no padrão de ondas na zona de arrebentação e/ou alteração da dinâmica de formação de bancos arenosos submersos devido a troca sedimentar entre a praia emersa e antepraia (HALLERMIER, 1981; SHORT, 1999). Estes processos são os principais controles dos impactos gerados na linha de costa (PADILLA-HERNÁNDEZ & MONBALIU, 2001; DE MATOS *et al.*, 2014; GON *et al.*, 2020). Segundo Trombetta *et al.* (2018), a morfologia do leito marinho pode levar a uma dissipação de até 90% da energia de ondas sobre o litoral.

Além da morfologia do fundo marinho, a orientação da linha de costa também controla o nível de energia das ondas em função do maior ou menor grau de exposição à entrada de ondas. A determinação do grau de exposição à energia de ondas do litoral pode ser feita a partir das características morfológicas do perfil praiial (DA SILVA *et al.*, 2020) e/ou de simulações de reanálises do clima de ondas, considerando a morfologia do fundo e a orientação da linha de costa (BULHÕES *et al.*, 2014; DE SOUZA *et al.*, 2016; EGUCHI & ALBINO, 2018; LINS-DE-BARROS *et al.*, 2018; FIRMINO & BULHÕES, 2020).

1.2 - Justificativa da área de estudo, hipótese e objetivos

O litoral estudado sofre com processos erosivos intensos, gerados pela ocupação desordenada sobre áreas de dunas e pela geomorfologia local na forma de falésias vivas e terraços de abrasão marinhos (ALBINO *ET AL.*, 2001; ALBINO *ET AL.*, 2006a). Para estabilizar a erosão, foram realizadas diversas obras de contenção e engorda artificial neste litoral (LATORRACA *ET AL.*, 2021). A primeira intervenção ocorreu no ano de 2000 e segundo Albino *et al.* (2006b) foi uma tentativa frustrada que culminou na degradação da beleza natural da praia. Em 2010 foi realizada uma nova tentativa de conter o avanço do mar, desta vez pela construção espigões, quebra-mares em forma de ferraduras e o engordamento artificial. Latorraca *et al.* (2021) apontam a eficácia da obra na contenção do processo erosivo até o ano de 2017. Em 2019 a prefeitura do município de Maratázes anunciou uma nova obra com objetivo de reurbanizar e revitalizar o litoral e custo de R\$14,1 milhões. Apesar do sucesso da engorda de praia, segundo Bulhões (2020), o processo erosivo foi transportado para sul, uma região menos populosa e fora da área de influência das obras. A região ao sul das obras é estratégica para a instalação portuária, visto que se encontra próxima aos grandes centros produtores e dos principais campos de petróleo e gás do país (ANTAQ, 2009; PORTO CENTRAL (2018).

Neste contexto, o presente trabalho faz parte do projeto “*Resposta Morfodinâmica de Praias do Sudeste Brasileiro aos Efeitos da Elevação do Nível do Mar e Eventos Meteorológico-Oceanográficos Extremos até 2100*”, auxílio nº 88887.145855/2017-00 da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e possui grande importância para o entendimento dos processos costeiros em diferentes escalas, dado que se trata de uma área sob forte pressão do avanço econômico/populacional e que atualmente já apresenta sinais de erosão costeira provocadas pela atuação humana.

Apesar do enfoque da tese ser o litoral sul do Espírito Santo, a mesma foi elaborada com base em uma série de metodologias replicáveis para outros litorais com objetivo de realizar uma caracterização de processos costeiros e vulnerabilidades em diferentes escalas de tempo e espaço. Esta abordagem permite caracterizar as forçantes meteoceanográficas e identificar particularidades morfodinâmicas de cada litoral, o que auxilia na tomada de decisões assertivas frente aos impactos costeiros.

O objetivo principal da presente tese é testar a hipótese de que a geomorfologia local da área de estudo é capaz de alterar a distribuição energética de ondas ao longo do litoral. Sendo este controle mais relevante, em termos de impactos costeiros, do que o padrão de ondas regional. Para alcançar o objetivo principal, a tese foi dividida em 2 capítulos que representam conjuntos de objetivos específicos.

O primeiro capítulo da tese aborda a caracterização geral do clima de ondas e das forçantes com potencial de gerar danos a linha de costa durante a passagem de eventos de alta energia, dentre elas estão ondas extremas e a sobrelevação do nível do mar gerado pelas marés astronômica (MA) e nível residual (NR). Além disso, realizar uma análise a influência dos modos de variabilidade climática sobre a incidência e intensidade de ondas extremas.

No segundo capítulo, há uma proposta metodológica para determinação dos diferentes graus de exposição à energia de ondas. A metodologia proposta se baseia na modelagem da energia de ondas incidentes e na variabilidade do perfil topográfico das praias. Posteriormente, é feita a quantificação da resposta dos perfis praias frente a um evento de tempestade real. Esta análise permite determinar a capacidade adaptativa de um litoral com diversidade de ambientes.

2 – Aspectos físicos da área de estudo

Situado no extremo sul do estado do Espírito Santo, o município de Marataízes, cujas coordenadas são 21°02'36"S e 40°49'28"O, se encontra a 127 km da capital Vitória (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**). Caracterizado por clima Tropical Litorâneo, com temperatura média de 22°C variando entre 15 e 30°C. Possui 135.402 km² de área, sendo esta composta predominantemente de relevo plano a suavemente ondulado e altitude média de 19 m (PREFEITURA DE MARATAÍZES, 2021).

A porção do litoral estudado é caracterizada pelo contato dos tabuleiros da Formação Barreiras com a zona costeira, associada a planícies quaternárias pouco desenvolvidas, caracterizando um litoral com falésias vivas e dunas intensamente urbanizadas (MARTIN *et al.*, 1996). Segundo Albino *et al.* (2016a), a antepraia e a plataforma interna são ocupadas por terraços de abrasão, produto da erosão marinha das falésias. A impermeabilidade dos terraços de abrasão favorece o empilhamento de ondas e facilita a inundação das praias durante eventos de energia moderada a alta (JACKSON & COOPER, 2009; SOUZA & ALBINO, 2020). Segundo Albino *et al.* (2006a), estas praias são inundadas sob condições de alta energia de ondas, induzindo a troca sedimentar da base da duna para a antepraia. Este sedimento retorna à praia emersa após a passagem do evento de alta energia.

De acordo com a classificação proposta por Sallenger (2000), o litoral é caracterizado como “*estágio de colisão*”, no qual alcance das ondas não supera a altura da duna.

A morfologia do fundo marinho na região da plataforma interna é extremamente irregular (ALBINO *et al.*, 2016a), a exemplo da presença de diversos bancos e baixos como o Banco do Siri, cujo topo encontra-se a 7 m de profundidade, enquanto seu entorno possui profundidades de 15 m (Figura 1). Em escala de maior detalhe do fundo marinho, tem-se a rugosidade devido a presença dos terraços de abrasão. Estas irregularidades intensificam a interação do fundo marinho com as ondas incidentes e alteram padrões de incremento ou redução da energia das ondas (POATE *et al.*, 2018), que juntamente com a orientação da linha de costa vão determinar o grau de exposição do litoral à energia de ondas.

Através de modelagem numérica, Nogueira *et al.* (2015) definem três principais categorias de estado de mar com base nos sistemas meteorológicos que dominam a Bacia do Espírito Santo: a) Bom Tempo, com ondas de E e NE associadas ao ASAS; b) Bom Tempo com *swell*, que representa a condição de Bom Tempo com ondulações ou *swell* distante e c) Mau Tempo, com ondas de S e SE associadas aos sistemas frontais. Albino *et al.* (2016a) apresentam a climatologia de ondas do litoral a partir de dados de reanálise do banco de dados DOW entre os anos de 1948 e 2008 a uma profundidade de 30 m. Segundo os autores as ondas são predominantes dos quadrantes leste e sudeste com alturas significativas que variam entre 1 e 1,5 m. A variação da maré se enquadra no regime de micromaré, com preamar e baixamar de sizígia que atingem 1,8 m e -0,2 m, respectivamente (DHN, 2021).

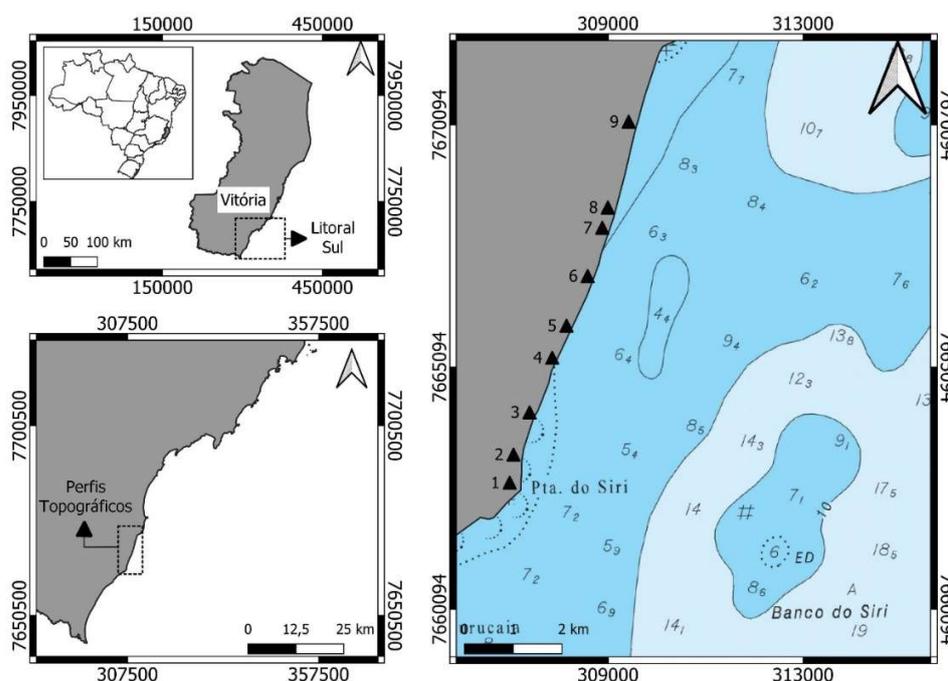


Figura 1 - Mapa de localização, batimetria e posição dos perfis de praias levantados ao longo da área de estudo. Fonte da batimetria: Marinha do Brasil, carta náutica CN1403.

3 – Caracterização das ondas, eventos extremos e modos climáticos para o litoral de Marataízes

3.1 – Climatologia e caracterização de eventos extremos

3.1.1 - Objetivos e metas

Dada a importância dos impactos costeiros relacionados aos eventos de ressacas, o presente eixo objetiva descrever o clima de ondas associadas aos eventos de ressacas, nas escalas sazonal e mensal, além de determinar os padrões de energia, número e duração das ressacas marinhas para o litoral sul do estado de Espírito Santo. Posteriormente, o eixo visa quantificar o potencial de sobrelevação do nível do mar gerado pelas marés astronômica (MA) e nível residual (NR).

3.1.2 – Materiais e métodos

Banco de dados

O banco de dados de ondas *Downscaled Ocean Waves* (DOW) foi disponibilizado pelo Instituto de Hidráulica Ambiental da Cantábria (IH-Cantábria) e faz parte do pacote de dados do Sistema de Modelagem Costeira do Brasil (SMC-Brasil). Os dados de ondas DOW são provenientes da propagação de ondas de águas profundas, do banco de dados *Global Ocean Wave* (GOW), para águas intermediárias. O banco de dados GOW foi gerado utilizando o modelo *WaveWatch III* (WWIII) com base em reanálises globais entre os anos de 1948 e 2008 e batimetria global *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO). A malha global do banco GOW possui resolução de $1,5^{\circ} \times 1,0^{\circ}$, com aninhamento de malhas de detalhes ao longo da costa do Brasil, chegando a $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$ (REGUERO *et al.*, 2012). A propagação dos dados GOW para águas intermediárias foi feita em 17 malhas ao longo do litoral brasileiro utilizando o modelo numérico SWAN (BOOIJ *et al.*, 1999) e batimetria extraída de cartas náuticas e folhas de bordo para maior resolução. O banco de dados DOW utilizado no presente estudo traz parâmetros de altura significativa (H_s), período de pico (T_p) e direção de pico (D_p) para uma área de 100km^2 com profundidade média de 30 m e ponto central localizado em $20,5^{\circ}\text{S}$, $40,25^{\circ}\text{O}$ representando a região sob efeitos das ondas no litoral sul do Espírito Santo (Figura 2).

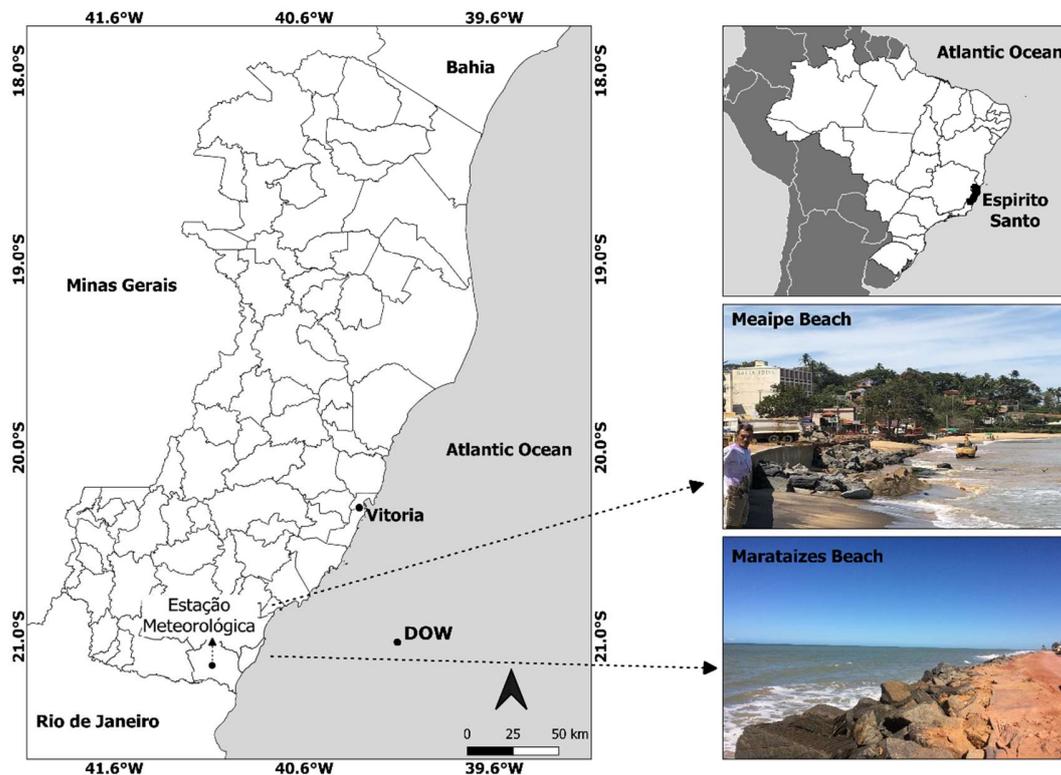


Figura 2 - Mapa de localização do estado do Espírito Santo, do ponto central do grid de dados de ondas do modelo DOW e da estação meteorológica de Presidente Kennedy.

Albino *et al.* (2016b) compararam os dados utilizados neste estudo com dados de ondas medidos por um *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP) no ponto $20^{\circ} 48' S$, $40^{\circ} 33' O$, a uma profundidade de 25 m durante os períodos de a) 31/01/2007 a 04/04/2007, b) 29/09/2007 a 25/10/2007, c) 23/11/2007 a 18/12/2007 e d) 23/11/2007 a 06/03/2008. Com base no cálculo de viés e Raiz do Erro Quadrático Médio (*Root Mean Square Error - RMSE*), os autores afirmam que os dados utilizados nesta tese apresentam boa acurácia na evolução e magnitude da altura significativa, direção e período de pico de onda. No entanto, o efeito de ondas geradas por ventos locais causa variações episódicas de menos de 45° e 6 s na direção e período de pico, respectivamente. A tabela 1 traz as informações estatísticas de viés e RSME da comparação da altura significativa, período e direção de pico para cada intervalo.

Tabela 1 - Parâmetros estatísticos de comparação dos dados de ondas medidos e modelados. Modificado de Albino *et al.* (2016b).

Intervalo	H_s (m)		T_p (s)		θ ($^{\circ}$)	
	Viés	RMSE	Viés	RMSE	Viés	RMSE
a)	0.03	0.16	-0.33	1.93	12.95	41.52
b)	0.02	0.17	0.02	1.55	7.51	19.38
c)	-0.02	0.23	0.09	1.34	12.79	26.12
d)	0.14	0.24	0.22	1.03	13.44	28.60

Clima de ondas

O clima de ondas foi determinado com base nas alturas significativas, direções médias e períodos de pico dos dados DOW, com intuito de identificar as condições mais representativas na área de estudo para cada quadrante, sendo estes: Norte (337,5°-22,5°), Nordeste (22,5°-67,5°), Leste (67,5°-112,5°), Sudeste (112,5°-157,5°), Sul (157,5°-202,5°) e Sudoeste (202,5°-247,5°).

Ondas de ressacas

Para a classificação de ondas de ressacas do mar adotou-se uma adaptação da metodologia baseada em You & Lord (2008), Durán *et al.* (2016), Earlie *et al.* (2018) e Castelle *et al.* (2017). Esses estudos sugerem como limite alturas de onda maiores ou igual à média dos 5% das ondas mais altas do banco de dados ($H_{5\%}$), com duração mínima de 12 h. Entretanto, neste trabalho, considerou-se a duração mínima de 24 horas sugerida por Cowell & Thom (1994), uma vez que esse é um limite que engloba processos com escala temporal suficiente para alterar a morfodinâmica da praia, quando sujeita à ação de tempestades com potencial para promover o transporte sedimentar da porção emersa para a zona submersa da praia (MASSELINK *et al.*, 2014). A intensidade do evento é determinada pela somatória da energia de onda, calculada com base na teoria linear de ondas (HOLTHUIJSEN, 2007) (Equação 1).

$$\sum_{i=1}^n E_i = \frac{1}{8} \rho g H_i^2 \quad \text{Equação 1}$$

Onde E_i representa a energia por unidade, ρ a densidade da água do mar, H_i a altura da onda e i cada dia em que se caracteriza ressaca.

Para a determinação de diferenças significativas das características das ressacas entre as estações do ano foram realizados testes não paramétricos utilizando o *software* livre *Paleontological Statistics* (PAST 3.6), disponibilizado pela Universidade de Oslo (HAMMER *et al.*, 2001). O primeiro teste foi de Kruskal-Wallis (Equações 2 e 3) (HAMMER, 2012), considerado uma extensão do teste Mann-Whitney para comparar diversos grupos (ZAR, 1996). Posteriormente, rejeitada a hipótese de que as medianas dos grupos são iguais, se realizou o teste *pos hoc* de Dunn, com intuito de comparar em pares os resultados e identificar as estações com comportamento de ressacas similares.

$$H = \frac{12}{n(n+1)} \left(\sum_g \frac{T_g^2}{n_g} \right) - 3(n+1) \quad \text{Equação 2}$$

Sendo H a estatística calculada, n_g o número de elemento do grupo g , n a quantidade total de elementos e T_g a soma de ranks no grupo g .

$$H_c = \frac{H}{1 - \frac{\sum_i f_i^3 - f_i}{n^3 - n}}$$

Equação 3

Onde H_c representa o ajuste para valores repetidos, F_i é a quantidade de elementos no grupo i de elementos repetidos. O valor- p , que representa a semelhança ($p \geq 0,05$) ou diferença ($p < 0,05$) estatística, é aproximado a partir de H_c por meio da distribuição de qui-quadrado com Número de grupos-1 graus de liberdade.

Nível do mar

A elevação máxima gerada pela maré astronômica foi obtida por meio da previsão horária entre os anos de 1970 e 2013. A previsão fornecida pela Marinha do Brasil é baseada na análise de 18 componentes harmônicas obtidas entre 31/07/2004 e 01/09/2004. Para determinação da máxima elevação foram identificadas as mais altas preamares de todos os dias.

Para determinar a sobrelevação do nível do mar gerada por sistemas atmosféricos na forma de Elevação residual (NR), foi realizada medição do nível d'água por meio de sensor de pressão através de ADCP. As medições ocorreram em duas campanhas entre os dias 09/06 a 11/07/2018 e 11/08 a 10/09/2021, utilizando equipamento do tipo perfilador acústico de 600 kHz, localizado em 21,1°S, 40,8°O a uma profundidade média de 15,5 m. O efeito do NR foi identificado descontando altura da maré astronômica (MA) do nível d'água medido. Os dados de MA representam dados horários para Porto de Ubu (20,8°S, 40,6°O) e foram cedidos pela Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil (DHN). Segundo Marone & Camargo (1994), Truccolo (1998) e Vedana *et al.* (2021), a componente meridional do vento afeta diretamente o NR, dado que valores positivos (negativos) provocam ao aumento (redução) do nível d'água junto a costa por conta do transporte superficial induzido pelo vento. Portanto, foram analisadas informações de ventos obtidas da estação meteorológica automática A622, administrada pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). A estação se encontra no município de Presidente Kennedy (21,1°S, 41°O) e fornece dados horários de direção e velocidade de ventos (Figura 2). Após aplicar o teste não paramétrico de Shapiro-Wilk, verificou-se a normalidade dos dados de NR e componente meridional do vento, desta forma foi aplicada a correlação de Pearson para determinar a correlação entre as variáveis

3.1.3 – Resultados

Caracterização do clima de ondas

A figura 3 ilustra a rosa de ocorrência direcional da totalidade dos dados de altura significativa e período de pico ondas do banco de dados DOW. A altura significativa varia entre 0,5 m e 2,0 m com maior recorrência de ondas entre 1,0 e 1,5 m. O

período de pico apresenta valores de 5 até 11 s, sendo a faixa de 7 a 9 s a mais representativa. A direção média de ondas mais recorrentes é de leste, seguida das ondas de sudeste.

As médias de alturas significativas são semelhantes entre os quadrantes nordeste e sudeste. No entanto, o período de pico médio permite agrupar as ondas de nordeste e leste (mais baixos) e as ondas de sudeste e sul (mais altos) (Tabela 2). Em termos de probabilidade de ocorrência, aproximadamente 71% do banco de dados é representado por ondas do quadrante leste, enquanto 24% das ondas são provenientes de sudeste. Os quadrantes nordeste e sul representam apenas 4% e 1%, respectivamente.

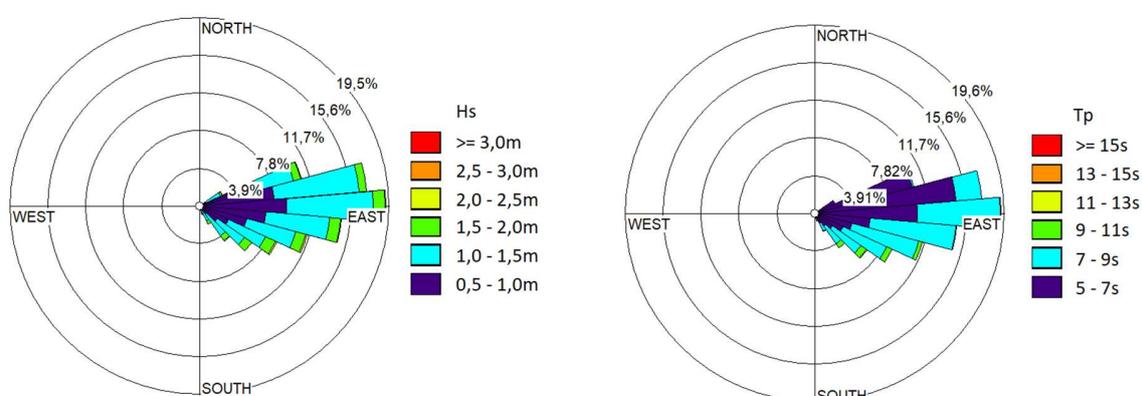


Figura 3 - Rosa de ocorrência direcional de alturas significativas e períodos de pico de ondas do banco de dados DOW entre 1948 e 2008.

Tabela 2 - Médias de altura significativa, período de pico e direção média para ondas características de cada quadrante. A probabilidade de ocorrência representa a quantidade de ocorrências de cada quadrante dividida pela quantidade total de dados.

Quadrante	Hs	Tp	Direção média (°)	Probabilidade de ocorrência
	Médio (m)	Médio (s)		
Norte	-	-	-	-
Nordeste	1,1	6	66	0,04
Leste	0,9	7	86	0,71
Sudeste	1,2	10,0	113	0,24
Sul	1,4	10,5	159	0,01
Sudoeste	-	-	-	-
Oeste	-	-	-	-
Noroeste	-	-	-	-

Caracterização das ressacas

Foram identificados 208 eventos de ressacas entre 1948 e 2008, com altura limite mínima para ondas ($H_{5\%}$) de 1,72 m e duração mínima de 24 horas. A figura 4 mostra que as ondas de ressacas foram preferencialmente provenientes do quadrante sudeste com alturas significativas inferiores a 2,5 m e períodos de pico entre 7 e 9 s, cuja duração média foi de 48 h. Contudo, foram as ressacas de leste, com duração de até 7 dias e altura significativa média superior a 2,5 m, que apresentaram os mais altos valores de energia acumulada de onda (Figura 5). Além disso, houve um incremento da energia acumulada relacionada ao aumento da duração da ressaca (Figura 5).

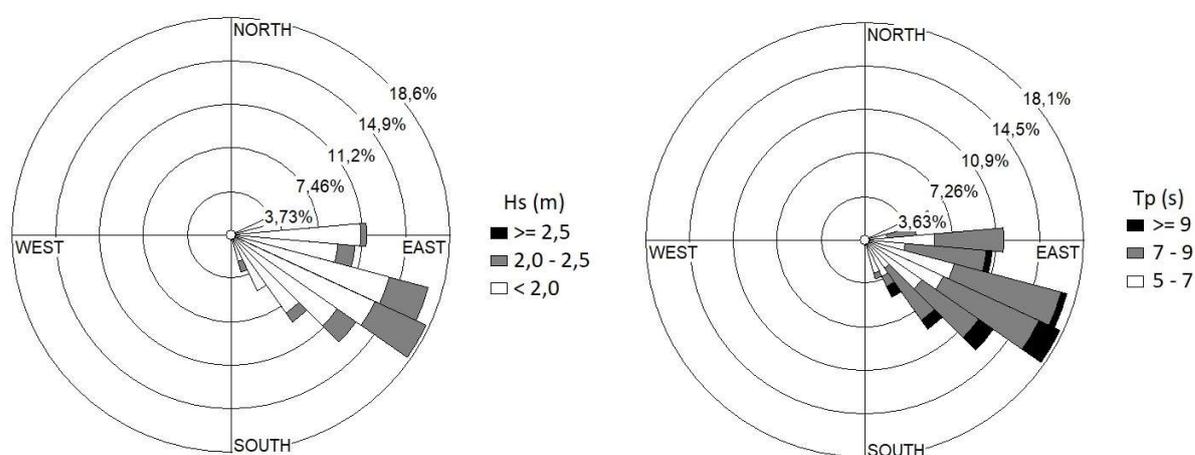


Figura 4 - Histograma direcional da distribuição de altura significativa (esquerda) e período de pico (direita) das ressacas identificadas no banco de dados DOW entre 1948 e 2008.

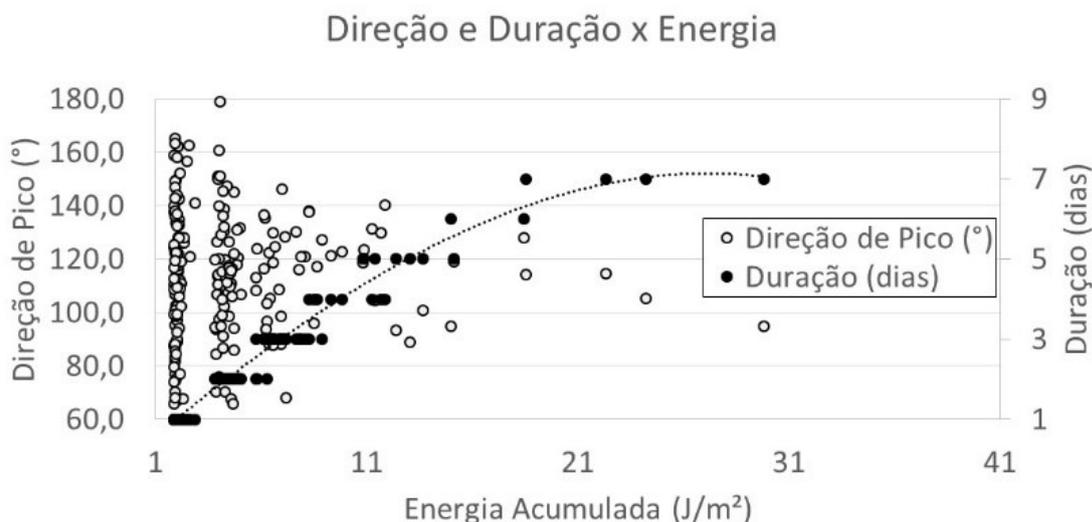


Figura 5 - Relações entre direção e duração de pico e energia de onda acumulada em cada ressaca (pontos sem preenchimento) e dispersão entre duração das ressacas e sua energia de onda acumulada (pontos preenchidos), com linha de tendência do tipo polinomial de ordem 3 (linha pontilhada).

Das 208 ressacas identificadas, 7% ocorreram durante o verão (dez-jan-fev), 15% nos meses de outono (mar-abr-mai), 38% no inverno (jun-jul-ago) e 40% na primavera (set-out-nov) (Figura 6). Nota-se um aumento gradativo do número de ressacas e energia acumulada de março até setembro, mês com o maior valor acumulado de ressacas (41 eventos), e então diminuição em outubro e novembro, embora com número de registros se ainda altos quando comparados aos valores do verão e outono. Os maiores números de registros de ressaca e energia acumulada ocorreram nos meses de julho, agosto e setembro (inverno e primavera). O maior acumulado de energia de onda foi encontrado no inverno, com destaque para o mês de agosto.

O teste de Kruskal-Wallis aponta diferenças significativas entre as estações do ano, com valores de $p < 0,05$ para a energia acumulada, número e duração das ressacas (Tabela 3). Ao aprofundar a análise, o teste *pos-hoc* de Dunn mostra que outono e verão possuem características semelhantes com valor-p variando entre 0,06 (energia de onda e duração) e 0,08 (número de ressacas). Já o inverno se assemelha com a primavera com valor-p de 0,3 (energia de onda), 0,35 (duração) e 0,74 (número de ressacas) (Tabela 3). Apesar de não haver diferença estatística, quantitativamente no inverno (agosto) as tempestades ocorreram em menor número, porém com maior energia acumulada quando comparadas às ocorrências da primavera (setembro), conforme ilustra a figura 6. Isto se deve a maior duração das ressacas de inverno, um total de 79 ressacas com duração média de 72 h, enquanto na primavera ocorrem 84 eventos com duração média de 62 h.

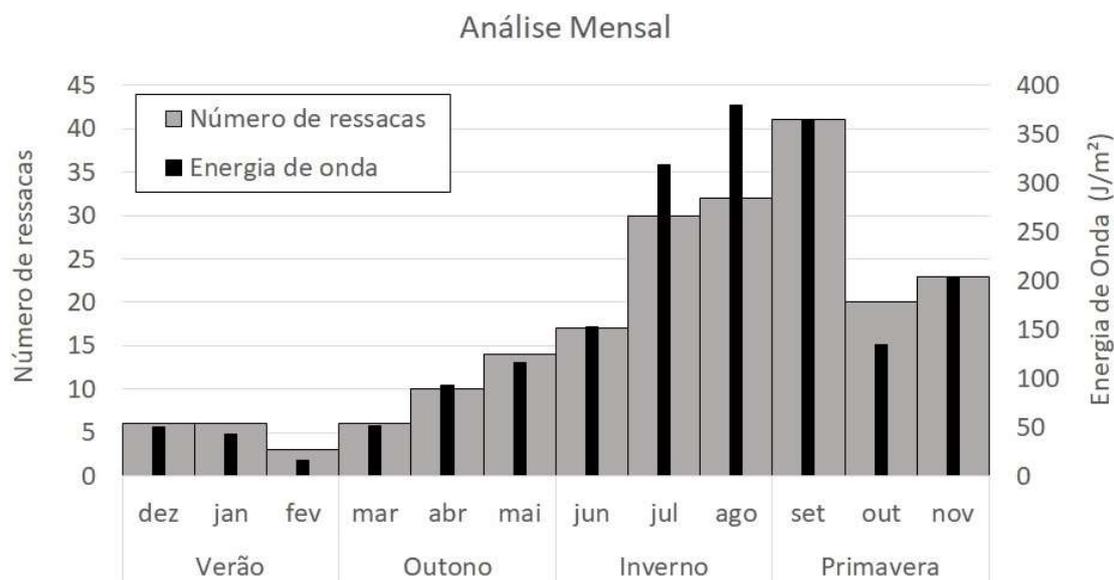


Figura 6 - Gráfico de colunas da quantificação do número de ressacas (cinza) e da energia de onda acumulada (preto) para cada mês durante do intervalo entre 1948 e 2008 do banco de dados DOW.

Tabela 3 - Resumo dos testes não paramétricos de Kruskal-Wallis e pos hoc de Dunn realizados para comparação dos parâmetros de energia de onda, duração e número de ressacas entre as estações do ano.

Kruskal-Wallis

Energia de Onda	Duração	Número de ressacas
H = 43	H = 44	H = 43
Hc = 49	Hc = 51	Hc = 51
p = 0,00	p = 0,00	p = 0,00

pos hoc de Dunn

	Energia de Onda			Duração			Número de ressacas		
	Verão	Outono	Inverno	Verão	Outono	Inverno	Verão	Outono	Inverno
Outono	0,06	-	-	0,06	-	-	0,08	-	-
Inverno	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-
Primavera	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00	0,74

Maré astronômica

As maiores elevações provocadas pela MA ocorreram no outono (março e abril) e primavera (setembro e outubro) atingindo aproximadamente 1,7 m (Figura 7). Nos meses de inverno ocorreram as menores preamares máximas (junho e julho), atingindo aproximadamente 1,55 m. A elevação máxima da MA apresenta um padrão de aumento do verão para o outono, redução no inverno e aumento novamente para a primavera.

Nível Residual

A figura 8 apresenta o efeito das forçantes não astronômicas sobre a MA durante a campanha de 09/06 à 11/07/2018. De forma geral, o NR teve papel de redução do nível médio do mar, salvo dois picos de sobrelevação do nível do mar que ocorreram de 16 a 20 de junho de 2018. Em média, o NR foi responsável por reduzir 0,5 m o nível do mar, com variação mínima de -0,96 m e máxima de 0,88 m. A figura 9 traz o comportamento do NR entre 11/08 e 10/09/2021. Ao contrário da campanha anterior, o NR na campanha 2 foi responsável por elevar o nível do mar, durante este intervalo o NR manteve sempre o nível do mar acima do nível previsto pela MA. A sobrelevação média foi de 0,5 m, com variação mínima de 0,32 m e máxima de 0,83 m. De acordo com a tabela 4, o padrão de ventos durante a campanha 1 mostra a incidência de ventos cuja componente meridional negativa totaliza 70% das observações, remetendo ao predomínio de ventos dos quadrantes N e NE. Já na campanha 2, a ocorrência das componentes positiva e negativa é mais igualitária, com predomínio da componente negativa por apenas 2%. Apesar de baixo, o coeficiente de Pearson mostra que há uma correlação positiva entre as componentes meridionais e a sobrelevação do nível do mar devido ação do NR. Assim, componentes meridionais positivas do vento estão associadas à sobrelevação do nível do mar causadas por efeito do NR, bem como componentes negativas estão relacionadas à redução do nível do mar.

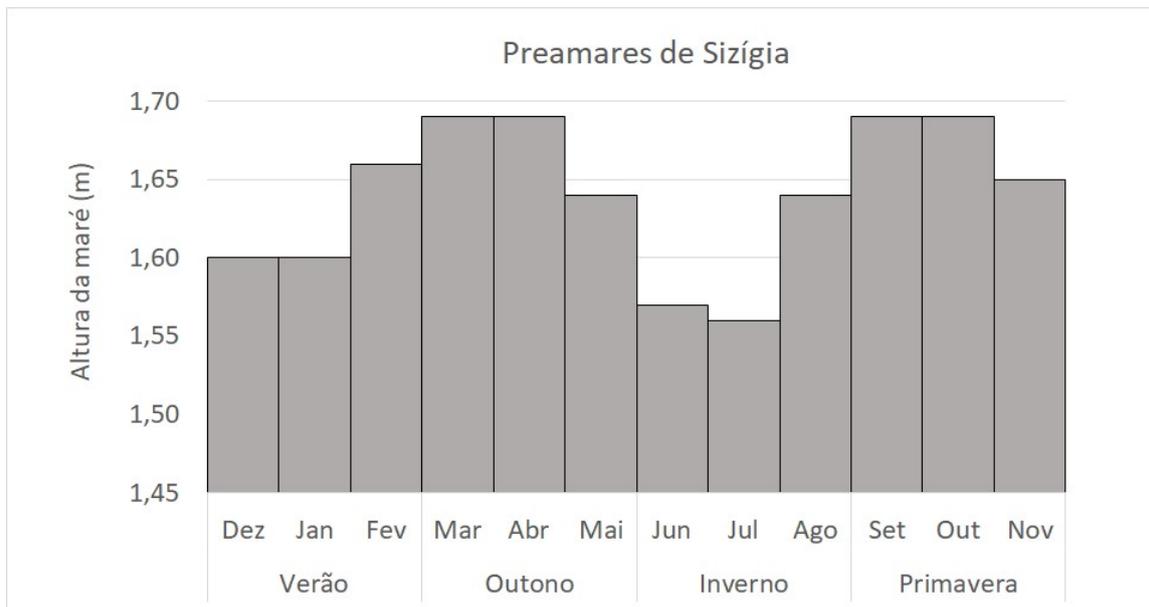


Figura 7 - Preamares máximas obtidas do banco de dados de previsão horária de maré astronômica da Marinha do Brasil entre 1970 e 2013.

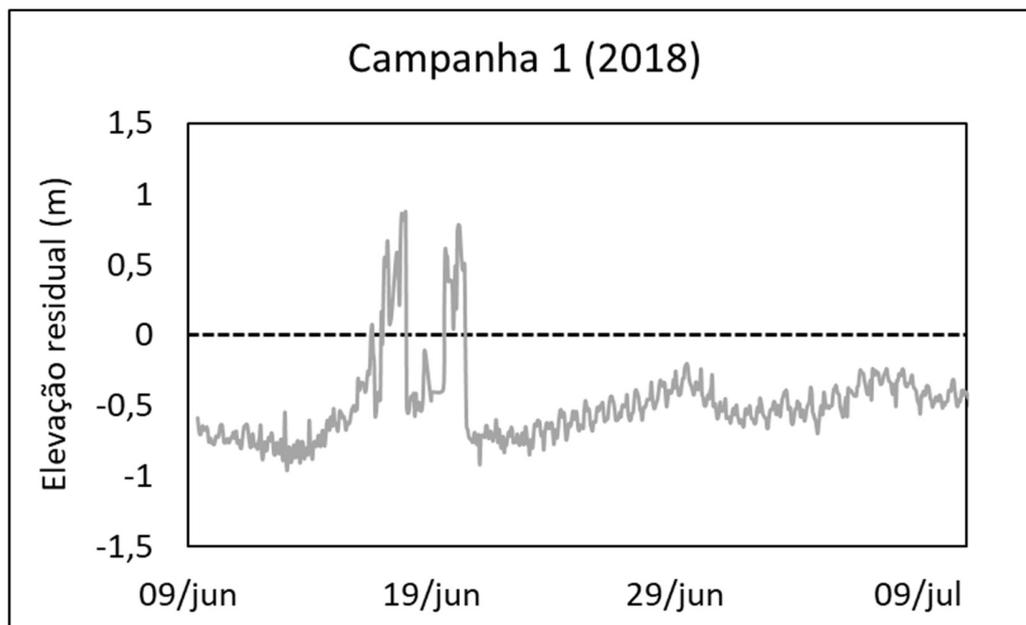


Figura 8 - Elevação residual obtida a diferença entre o nível do mar medido e a maré astronômica prevista entre os dias 06/09/18 e 11/07/18. A linha tracejada indica...

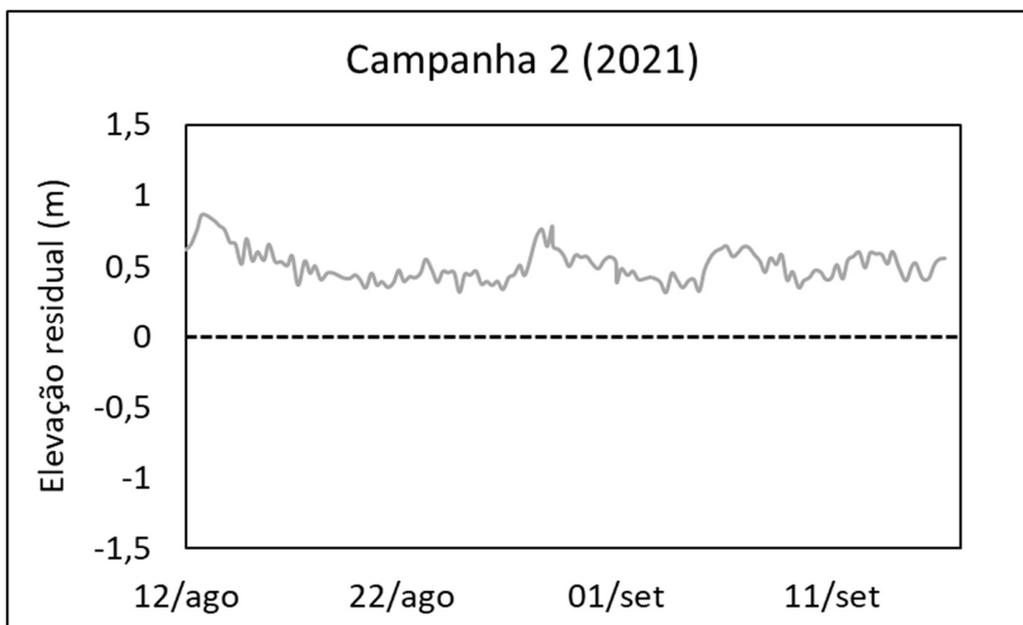


Figura 9 - Elevação residual representando a diferença entre o nível do mar medido e a maré astronômica prevista entre os dias 11/08/21 e 10/09/21.

Tabela 4 – Distribuição da ocorrência da componente meridional do vento com base na sua direção, sendo positivo para norte e negativo para sul. Valores de coeficientes de correlação de Pearson entre a componente meridional do vento e a nível residual a um nível de significância de 0,05.

	Campanha 1	Campanha 2
V positivo	29%	42%
V Negativo	71%	58%
Coef. de Pearson (V x Residual)	0,3	0,4

3.1.4 – Discussão

Climatologia de ondas

O clima de ondas apresentado reflete o padrão de circulação atmosférica responsável pela interação com o oceano e a formação de ondas. Discute-se que ondas de leste e nordeste com alturas significativas e períodos de pico baixos, estão associadas às condições de tempo bom sob atuação dos ventos alísios gerados pelo ASAS (LÜBBECKE *et al.*, 2014; NOGUEIRA, 2014; SUN *et al.*, 2017). Enquanto ondas dos quadrantes sudeste e sul com maiores períodos de pico e alturas significativas, estão relacionadas às frentes frias associadas a ciclones que se desenvolvem entre 20°S e 57,5°S e migram da costa brasileira em direção ao continente africano (INNOCENTINI *et al.*, 2003; REBOITA *et al.*, 2005; PARISE *et al.*, 2009).

Firmino & Bulhões (2020) analisaram características de ondas a partir de dados medidos por boia localizada na costa norte do Espírito Santo (19,9°S x 39.7°O) em uma profundidade de 200 m entre 14/11/2015 e 05/04/2017. Segundo os autores, a maior incidência de ondas ocorre dos quadrantes nordeste, leste e sudeste com alturas significativas entre 1 e 2 m. O período de pico apresenta valores abaixo de 10 s em 75% das ocorrências medidas e acima de 10 s para 25%. Não há incidência de ondas de norte, oeste e noroeste. As maiores alturas significativas de ondas (>3 m) estão associadas ao quadrante sudoeste. Embora os dados medidos abranjam um intervalo temporal curto em termos de climatologia e se localizem a mais de 150km de distância da área aqui estudada, existe semelhança destes dados com a climatologia descrita no presente estudo.

Climatologia das ressacas

O aumento no número de ressacas entre abril e setembro, com ondas provenientes dos quadrantes sul/sudeste e duração média de dois dias foi também destacado em estudos para a costa do litoral do Rio de Janeiro (BULHÕES *et al.*, 2014; DE SOUZA *et al.*, 2016; LINS-DE-BARROS *et al.*, 2018). Esta distribuição sazonal reflete a passagem de frentes frias provenientes do sul da bacia do Oceano Atlântico, que se dissipam enquanto rumam para nordeste, em direção ao continente Africano (PIANCA *et al.*, 2010; GODOI *et al.*, 2014; CARDOZO *et al.*, 2015). Segundo Cavalcanti & Kousky (2009), embora estas frentes ocorram durante todo ano, são mais frequentes de maio a outubro, entre 25°S e 30°S, e mais raras ao norte dos 20°S no verão.

A maior energia de onda acumulada encontrada durante os meses de junho a agosto é corroborada por Simmonds *et al.* (2003), que verificaram ao redor da Antártica maior densidade de ciclones no inverno em comparação ao verão. Pianca *et al.* (2010) discutem o aumento de alturas de ondas durante o inverno e primavera como produto do avanço de frentes polares e da intensificação dos ventos associados a passagem de frentes frias (NIMER, 1989; GAN & RAO, 1991). O aumento do número de ressacas detectadas no presente trabalho durante a primavera encontra-se de acordo com estudos como Andrade (2009) e Cavalcanti & Kuosky (2009), que apontam um aumento do número de frentes frias nesta estação. A menor recorrência de ressacas durante o verão encontra-se em acordo com Nogueira (2014), que apresenta baixos valores de alturas significativas de ondas para a bacia do Espírito Santo nesta estação. Segundo Nogueira (2014), no verão existe uma forte estabilidade atmosférica em decorrência do ASAS, configurando o padrão de ondas com menores alturas.

A duração média das ressacas deste estudo coincide com o tempo de vida médio de um ciclone subtropical ou extratropical (~3 dias) conforme mostram Gozzo *et al.* (2014), através da reanálise de dados de pressão atmosférica do modelo ERA-Interim para a porção sudoeste da bacia do oceano Atlântico Sul. Os autores apontam ainda que a duração máxima de um ciclone pode chegar a 7 dias, o que corrobora os resultados encontrados neste estudo. Ressacas de longa duração (~7 dias) também foram detectadas por Godoi *et al.* (2014) no litoral do Rio de Janeiro, utilizando reanálise de ondas proveniente do modelo *WaveWatchIII*.

Nível do mar e ondas extremas

Apesar de apresentarem alta energia de ondas, os meses de inverno (junho e julho) apresentam menores elevações de preamares da MA. Já durante a primavera, onde ainda há elevada energia de onda, a elevação da MA é máxima, em especial nos meses de setembro e outubro. Conforme mostram os resultados, eventuais ondas extremas durante o outono também podem ter efeitos fortes dada o elevado alcance das preamares de sizígia nos meses de março e abril.

A amplitude do NR para a região estudada encontra-se em acordo com o padrão descrito por Melo Filho (2017) para a costa do Rio de Janeiro com base em dados do *Global Ocean Observation System* (GOOS) para o ano de 2003. Segundo o autor o nível residual pode atingir picos de até 0,6 m e sua influência é mais notada na costa sul e sudeste do Brasil. Apesar da medição de NR ter ocorrido durante apenas dois anos, ambos períodos compreendem a estação de ressacas, de acordo com os dados de ondas GOW. Embora possuam comportamentos distintos em relação à média, os NRs apresentaram sobrelevações máximas semelhantes nos dois períodos medidos (~0,8 m), o que reforça a natureza episódica associada a condições meteorológicas específicas.

Devido ao fato da estação meteorológica se localizar adentro do continente, foi analisado somente a componente meridional do vento, portanto, para fins de análise de processos meteorológicos este estudo não contempla o efeito pressão atmosférica no fenômeno do barômetro invertido (WUNSCH & STAMMER, 1997). A correlação positiva entre a componente meridional do vento e a sobrelevação do NR também é descrita por Vedana *et al.* (2021). Apesar da fraca correlação, este padrão está em de acordo com a literatura que descreve o processo de transporte de águas superficiais em direção ao continente (MARONE & CAMARGO, 1994; TRUCCOLO, 1998; MELO FILHO, 2017; DOS SANTOS & BONETTI, 2021). Este padrão ocorre com maior intensidade durante o inverno, período em que predominam os ventos de sudoeste, sul e sudeste (NOGUEIRA, 2014). Desta forma, no inverno o NR pode atuar na compensação das baixas elevações da MA amplificando o nível do mar.

Como os dados do presente estudo são pontuais e foram obtidos em uma profundidade de 15,5 m é preciso entender que os fluxos de água possuem forte interação com o leito marinho e com a configuração da linha de costa. Desta forma, os padrões de variação do nível residual podem estar mais relacionados com um controle geomorfológico induzido pela batimetria e grau de embaiamento da linha de costa, do que com o padrão de ventos ou pressão.

3.1.5 – Conclusões

Conclui-se, com base nos 60 anos dados de ondas do banco DOW, que a temporada de ressacas no litoral sul do Espírito tem seu auge entre os meses de julho e setembro, caracterizada por eventos duradouros e energéticos que evoluem para eventos breves e mais frequentes. Em função da proveniência do quadrante sudeste e da duração média de dois dias, as ondas de ressacas podem ser

associadas a entradas de frentes frias, também ligadas à sobrelevações do nível do mar devido o NR.

As menores elevações da MA ocorrem durante o inverno, no entanto podem ser compensadas pela atuação do NR. A amplitude do NR medida se mostra em acordo com estudos prévios, assim como sua relação com a componente meridional do vento. A NR deve ser avaliada localmente pois pode ser modificada por características do litoral. Embora o foco deste estudo sejam as sobrelevações, é importante ressaltar que o rebaixamento do nível d'água causado pelo NR pode gerar riscos a navegação local.

A climatologia de ondas realizada a partir do banco de dados DOW apresenta concordância com estudos prévios que utilizam modelagem e medições de ondas *in situ*. Além disso, o clima de ondas reflete a atuação dos principais padrões de circulação atmosférica responsáveis pela formação de ondas na costa sudeste do Brasil.

A utilização de dados de ondas modelados se mostrou uma alternativa adequada à falta de dados medidos e uma ferramenta eficaz na caracterização do clima de ressacas, haja visto a boa concordância com estudos atmosféricos pretéritos. Este estudo faz parte de um esforço para aumentar a quantidade de informações sobre a influência de padrões climáticos globais sobre o clima de ressacas na bacia do Oceano Atlântico Sul.

3.2 – Ondas extremas e modos climáticos

3.2.1 - Objetivos e metas

Modos de variabilidade climática podem influenciar o padrão de circulação atmosférica globalmente. Esta mudança do padrão de circulação é capaz de facilitar ou dificultar a formação e propagação de ciclones, que por sua vez estão intimamente ligadas à geração de ondas extremas. Dentre os modos de variabilidade climáticas destacam-se o *El Niño Southern Oscillation* (ENSO), com forte efeito sobre a circulação atmosférica da bacia do oceano Atlântico Sul e o *Southern Annular Mode* (SAM) que atua na região de geração de ciclones atuantes na costa do Brasil.

A partir de dados de reanálise de ondas entre os anos de 1948 e 2008 para o litoral sul do estado de Espírito Santo e da superposição dessas informações com os índices ENSO e SAM, pretende-se determinar, de forma isolada e combinada, como estes alteram os padrões associados a energia, número e evolução das ondas marinhas extremas.

3.2.2 - Materiais e métodos

Os modos climáticos escolhidos foram *El Niño* Oscilação Sul (ENSO) e Modo Anular do Sul (SAM), cujos índices foram retirados do banco de dados disponibilizado pela

Administração nacional oceânica e atmosférica dos EUA (*National Oceanographic and Atmospheric Administration* - NOAA), no formato trimestral (ENSO) e mensal (SAM) entre os anos de 1948 e 2008. Para que os índices possuíssem a mesma resolução temporal, os dados foram agrupados em médias por estação, de acordo com a seguinte divisão: verão (Dezembro, Janeiro e Fevereiro - DJF), outono (Março, Abril e Maio - MAM), inverno (Junho Julho e Agosto - JJA) e primavera (Setembro, Outubro e Novembro - SON).

Os índices de anomalias do ENSO representam o Índice *Niño* Oceânico (*Oceanic Niño Index* - ONI), calculados com base na média móvel da anomalia de temperatura a cada três meses obtida através da análise da base de dados *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature* (ERSST. v5) para a região Niño 3.4 (5° N – 5° S, 120° W – 170° W). Os dados do ERSST v5 são modelados em uma grade global de 2°x2°, utilizando como input dados de flutuadores *Argo* proveniente do *International Comprehensive Ocean–Atmosphere Dataset* (ICOADS) (HUANG *et al.*, 2017). Por definição da NOAA, a fase positiva do ENSO (*El Niño*) ocorre quando o valor do índice ONI é superior a 0,5, assim como a fase negativa (*La Niña*) se dá para valores menores do que -0,5 e entre estes limites tem-se um ENSO neutro (LARKING & HARRISON, 2005).

Os índices do SAM são calculados a partir de dados de pressão atmosférica no nível do mar (SLP) pelo projeto de reanálise 20CRV2c, que consiste na reconstituição histórica em quatro dimensões dos padrões climáticos globais. O 20CRV2c funciona a partir da assimilação de dados através de filtragem que estima o estado mais provável da atmosfera a cada três horas e calcula as incertezas associadas. O cálculo do índice SAM é obtido através da diferença da média zonal da SLP entre 65°S e 40°S. Neste sentido, é realizada a normalização dos valores mensais, dividindo as médias mensais pelo desvio padrão climatológico calculado entre os anos de 1981 a 2010 (PSD, 2019).

Posteriormente, foi realizada a quantificação de ocorrências de ressacas para cada fase do ENSO e SAM, considerando uma escala multidecadal (1948 a 2008) e sazonal, segundo Cardozo *et al.* (2015). Esta abordagem permite identificar a possível relação entre os modos climáticos e as ressacas. Em complemento, foram calculadas as médias de Duração, Energia de onda e Quantidade de ressacas ocorridas em cada fase do ENSO e SAM.

O teste Qui-Quadrado (χ^2) de independência foi realizado para verificar se há dependência entre a os parâmetros das ressacas e as fases dos modos de maneira isolada e combinada. O cálculo dos valores de χ^2 foi realizado a partir dos acumulados de energia, duração e quantidade de ressacas para cada fase dos modos segundo a equação 4.

$$Chi^2 = \sum_i \frac{(Ac_i - Fe)^2}{Fe} \quad \text{Equação 4}$$

Onde Ac_i é o valor acumulado para cada fase do modo climático e Fe representa a frequência esperada. O teste aceita a hipótese nula de que há independência entre os parâmetros de ressaca e as fases dos modos climáticos caso o valor de Chi^2 calculado seja inferior ao Chi^2 crítico tabelado para $(K-1)$ graus de liberdade, onde K é o número de grupos em consideração (GOTELLI & ELLISON, 2016). O nível de confiança adotado neste estudo foi de 95%.

3.2.3 - Resultados

A figura 10 apresenta a variabilidade das fases de ENSO e SAM ao longo do período analisado. Durante os 60 anos, 52% dos eventos de ENSO foram neutros, 25% positivos e 23% negativos. A variabilidade do SAM apresentou uma maior ocorrência da fase negativa (66%) quando comparada a fase positiva (34%).

A tabela 5 mostra os valores de Chi^2 calculados para as observações de energia, duração e quantidade de ressacas para as fases isoladas e combinadas de cada modo e o valor crítico tabelado de Chi^2 , para um nível de confiança de 95%. Os resultados apontam valores de Chi^2 calculados acima do limite tabelado, tanto para as fases isoladas quanto combinadas, exceto para duração e quantidade das ressacas durante as fases do SAM. Desta forma, rejeitou-se a hipótese nula de que a energia, duração e a quantidade de ressacas são estatisticamente independentes das fases dos modos climáticos isolados e combinados, com exceção da duração e quantidade de ressacas em relação as fases do SAM.

Em relação aos valores acumulados dos parâmetros que apresentaram dependência estatística com as fases dos modos entre os anos de 1948 e 2008 tem-se que durante a fase negativa do SAM a energia das ressacas foi maior quando comparada a fase positiva (Tabela 6). Para o ENSO, todos os parâmetros apresentaram maiores valores durante a fase neutra e menores valores durante a fase positiva. Ao considerar as combinações entre as fases dos modos, observou-se que a combinação SAM positivo e ENSO neutro apresentaram os maiores valores para todos os parâmetros de ressacas. SAM e ENSO negativos apresentaram os segundos maiores acumulados de energia e duração, já a segunda maior ocorrência acumulada se deu durante a combinação SAM negativos e ENSO neutro. Os menores valores acumulados de energia, duração e quantidade de ressacas se encontraram na combinação entre SAM e ENSO positivos. Na distribuição sazonal das ressacas, observou-se que somente no verão as ressacas tenderam a ocorrer associadas à combinação de ENSO negativos e SAM positivo.

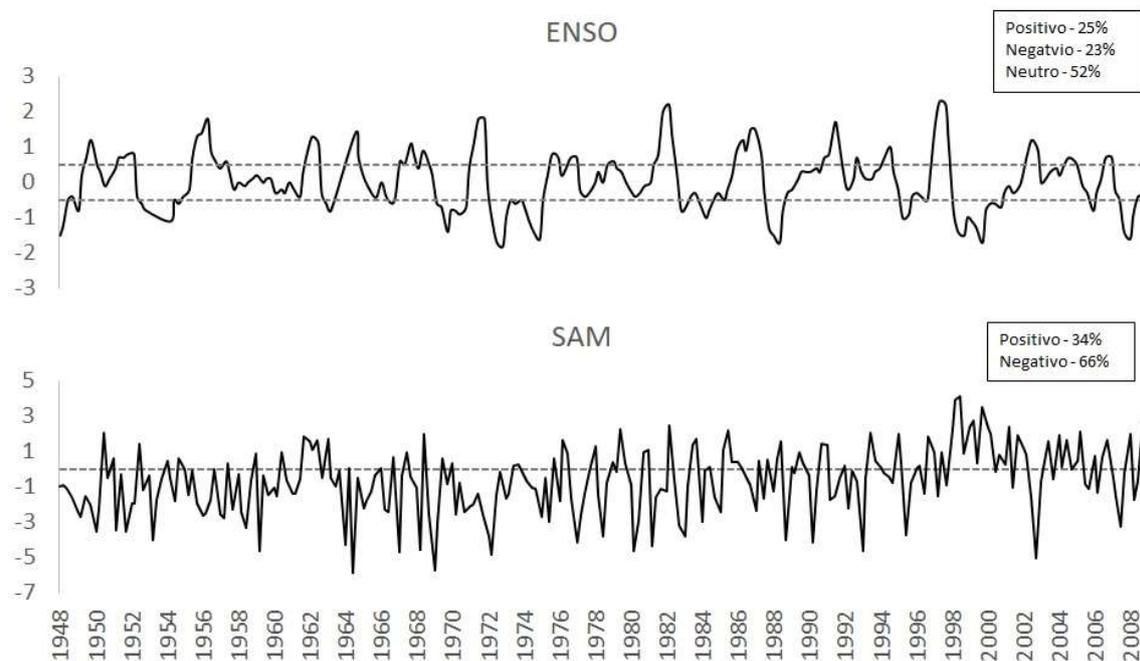


Figura 10 - Série temporal dos índices ENSO (superior) e SAM (inferior) entre os anos de 1948 e 2008 (linhas sólidas). A linha tracejada representa os valores limites entre as fases positivas e negativas do ENSO (-0,5 e 0,5) e SAM (0).

Tabela 5 – Valores de χ^2 crítico tabelado para nível de confiança de 95% e calculados com base nos valores acumulados de energia, duração e quantidades para cada fase dos modos de maneira isolada e combinada.

χ^2

Tabelado	Modo	Energia	Duração	Quantidade
3,841	SAM	6,833	3,865	2,769
5,991	ENSO	102,341	41,177	20,966
11,07	Combinações	402,477	167,33	74,177

Tabela 6 - Valores acumulados de energia, duração e quantidade de ressacas entre 1948 e 2008 para cada fase do SAM e ENSO isoladas e combinadas. *valores cujo χ^2 calculado ficou abaixo ou muito próximo do valor tabelado e portando, são independentes da fase do modo climático.

SAM	Negativo Positivo	
Energia (J/m ²)	521	440
Duração (Dias) *	227	187
Quantidade (nº de eventos) *	116	92

ENSO	Negativo	Neutro	Positivo
Energia (J/m ²)	313	442	189
Duração (Dias)	129	191	86
Quantidade (nº de eventos)	61	97	45

Combinações	SAM+			SAM-		
	ENSO-	ENSON	ENSO+	ENSO-	ENSON	ENSO+
Energia (J/m ²)	268	553	58	357	332	319
Duração (Dias)	110	236	28	148	146	144
Quantidade (nº de eventos)	56	112	16	66	82	74

3.2.4 - Discussão

A maior ocorrência de ressacas relacionada ao ENSO neutro se mostra em concordância com o estudo de Beu & Ambrizzi (2006), que destacam a maior atividade de ciclones durante esta fase do ENSO. Os autores ressaltam ainda que há mais anos neutros do que positivos e negativos, assim como encontrado no presente estudo. Porém, os resultados mostram que a fase neutra do ENSO ocorre duas vezes mais do que as outras, enquanto em média, os valores de energia, duração e quantidade acumulados de ressacas na fase neutra do ENSO são 0,5 e 1,2 vezes maiores do que nas fases negativa e positiva respectivamente. Assim, pode-se afirmar que a fase negativa do ENSO possui um alto potencial em termos de energia, duração e quantidade de ressacas, em acordo com Gan & Rao (1991); Rao *et al.* (2002); Pezza & Ambrizzi (2003); Da Silveira Pereira e Klumb-Oliveira (2015), que apontam maior ciclogênese no Atlântico subtropical próximo ao Uruguai, Argentina e Brasil durante ENSOs negativos. De acordo com Solman & Menéndez (2002), o aumento da baroclinicidade do escoamento básico e da irradiação de energia para níveis mais altos podem estar associados intensificação de ciclones durante o ENSO negativo. Além disso, a fase negativa do ENSO se associa com o enfraquecimento do ASAS e dos ventos alísios, reduzindo o bloqueio para as frentes frias (ARAGÃO, 1998; RAO *et al.*, 2002; PEZZA & AMBRIZZI, 2003; SILVA *et al.*, 2009).

Reboita & Ambrizzi (2006) e Reboita *et al.* (2009) descrevem o favorecimento da atividade ciclogênica em médias latitudes ($\sim 45^{\circ}\text{S}$) durante a fase negativa do SAM, em acordo com os valores de energia de ressacas apresentados. Em relação a sazonalidade da ocorrência de ressacas, a preferência de eventos associados à fase negativa do SAM durante o inverno e primavera, e positiva durante o verão, se encontra em concordância com o padrão geral de frentes frias na América do Sul apresentado por Cardozo *et al.* (2015).

A ocorrência combinada da fase negativa do ENSO com a fase positiva do SAM durante o verão também foi relatada em estudos como Fogt & Bromwich (2006), L'Heureux & Thompson (2006), Hendon *et al.* (2007) e Marshall *et al.* (2012). L'Heureux & Thompson (2006) mostram que no verão, aproximadamente 25% da variabilidade interanual do SAM se encontra linearmente correlacionada com variações do ENSO com índices de nível de confiança acima de 99%. Apesar do verão apresentar baixa ocorrência de ondas típicas de ressacas (PIANCA *et al.* 2010; NOGUEIRA, 2014), a combinação dos modos está associada ao cenário de formação de ciclones em latitudes próximas ao sudeste do Brasil, devido ao tripolo do SAM positivo (REBOITA *et al.*, 2014) e enfraquecimento do ASAS por efeito do ENSO negativo (RAO *et al.*, 2002; PEZZA & AMBRIZZI, 2003; SILVA *et al.*, 2009), o que acarreta na maior ocorrência de ressacas com extremos de alta energia, conforme mostram os resultados.

O mecanismo de intensificação de ciclogêneses associado a fase positiva do SAM se mostra em acordo com os maiores valores de energia, duração e quantidade de ressacas durante a combinação com a fase neutra do ENSO. Porém, perde seu potencial quando combinado à fase positiva do ENSO, que promove o fortalecimento do ASAS devido à intensificação da subsidência de ar nas regiões tropicais no Atlântico Sul (KOUSKY *et al.*, 1984) e intensifica os ventos alísios no Brasil obstruindo de frentes frias (ARAGÃO, 1998), corroborando com os resultados de redução drástica da energia, duração e quantidade das ressacas.

3.2.5 - Conclusões

Os parâmetros de ressacas se mostraram estatisticamente dependentes das fases dos modos climáticos isolados e combinados, com exceção da duração e quantidade de ressacas em relação a fase do SAM.

O padrão de variação de energia, duração e quantidade de ressacas, em relação aos modos climáticos, se mostrou em acordo com a literatura prévia. De maneira isolada, as fases negativas do SAM e neutra do ENSO estiveram associadas às maiores energias, durações e quantidades de ressacas, embora, proporcionalmente, a fase negativa do ENSO apresente valores acumulados altos dos parâmetros de ressacas. Já os menores valores acumulados encontraram-se nas fases positivas de SAM e ENSO.

Em relação à combinação entre os modos climáticos, os maiores valores de energia, duração e quantidade de ondas extremas ocorreram em períodos de SAM positivo concomitante ao ENSO neutro. Enquanto as menores energias, durações e

quantidades acumuladas se deram na combinação entre SAM e ENSO positivos, ressaltando a importância de avaliar o impacto da combinação dos modos.

4 – Geomorfologia costeira e morfodinâmica praial

4.1 - Grau de exposição e resposta do perfil praial

4.1.1 – Objetivos e metas

Propor uma metodologia para determinação dos diferentes graus de exposição à energia de ondas, com base na modelagem da energia de ondas incidentes e na caracterização da variabilidade do perfil topográfico das praias. A partir do grau de exposição, realizar uma avaliação do potencial de dissipação energética sobre a antepraia inferior, abrangendo a região entre a profundidade de fechamento e o início da plataforma interna (MUEHE, 2019).

4.1.2 – Materiais e métodos

Modelo SMC-Brasil

No presente estudo utilizou-se o Sistema de Modelagem Costeira do Brasil (SMC-Brasil), desenvolvido pelo Instituto de Hidráulica Ambiental da Cantábria (IH-Cantábria), amplamente utilizado para determinação da dinâmica de ondas, variabilidade de exposição e avaliação de processos erosivos em praias (ex.: DE ALMEIDA *et al.*, 2015; ALBINO *et al.*, 2016b; RODRIGUEZ *et al.*, 2016; SILVA *et al.*, 2017; EGUCHI & ALBINO, 2018; MARCELINO *et al.*, 2018).

A propagação de ondas monocromáticas foi realizada no modelo parabólico (OLUCA-MC), parte do Modelo Integrado de Propagação de Onda, Corrente e Morfodinâmica de praia (MOPLA). O OLUCA-MC aplica condições de contorno aberto para o limite entre a malha e o oceano e condições de limite fechado para o limite da costa. As condições de contorno ao longo da costa são obtidas pela aplicação da aproximação parabólica para uma equação de inclinação leve (TSAY & LIU, 1982; KIRBY & DALRYMPLE, 1983). O modelo contém informações de batimetria da costa brasileira extraídas de cartas náuticas e folhas de bordo, porém permite que o usuário insira a batimetria de detalhe da área de interesse para maior acurácia da simulação. Além disso, é possível personalizar os cenários de ondas simulados inserindo dados de altura, período e direção. Como resultado, o modelo fornece alturas de ondas após processos de refração e difração devido à interação com o leito marinho para cada nó da malha modelada.

Topobatimetria

Foram realizadas 11 campanhas de levantamento de dados topográficos de perfis de praia entre os meses de fevereiro de 2018 e janeiro de 2020 utilizando técnica

de Posicionamento Cinemático em Tempo Real (RTK). Os perfis foram alocados de modo a serem aproximadamente equidistantes em 1 km e cobrirem o litoral ao sul das obras de contenção até o promontório que marca a inflexão da linha de costa (Figura 11C). Os perfis se estenderam de marcos fixos (estacas) até o máximo recuo das ondas, o que permitiu determinar a altura da barreira, neste caso a base da duna, cordão arenoso ou falésia associada e o volume sedimentar da barreira até o nível médio do mar em cada perfil. As cotas dos perfis foram balizadas para a referência vertical do nível médio do mar no local de 0,82 m (DHN, 2021).

Em campanha única, ocorrida entre 14 e 23 de março de 2018, foi realizada a aquisição de 49 perfis batimétricos de detalhe da antepraia até a profundidade máxima de 20 m, além de 9 perfis batimétricos alinhados aos perfis topográficos, estendendo-os do nível médio do mar até a isóbata de 7 m. O levantamento batimétrico compreende uma área total de aproximadamente 70km² (Figura 11C), realizado com utilização de Monofeixe de Alta Precisão acoplado em moto aquática com calado de 0,25 m.

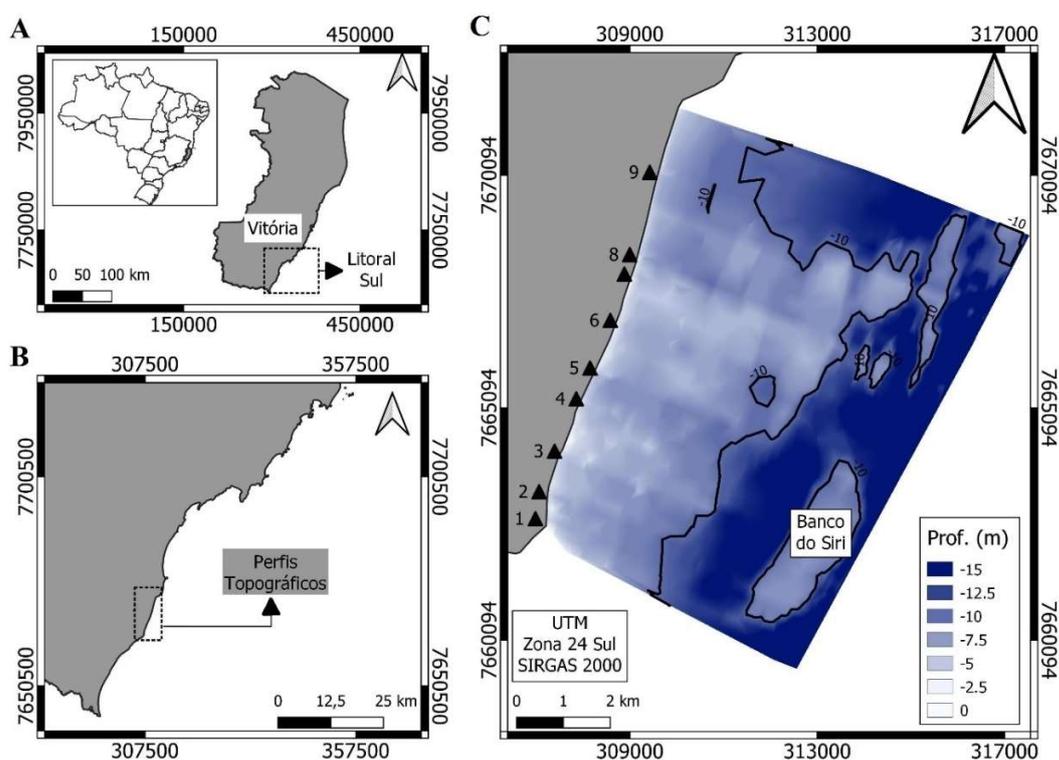


Figura 11 - Localização da área de estudo. A) Localização do litoral sul do Espírito Santo; B) Arco praias onde foram levantados os dados topográficos; C) Distribuição dos perfis topográficos (triângulos) e a área onde a batimetria de detalhe foi levantada com Monofeixe de Alta Precisão e auxílio de moto aquática.

Entrada de ondas

Para avaliar o grau de exposição à energia de onda ao longo da costa, realizou-se através do modelo OLUCA-MC, a propagação das ondas monocromáticas mais recorrentes para cada quadrante obtidas do banco de dados DOW, sendo estes:

Norte (337,5°-22,5°), Nordeste (22,5°-67,5°), Leste (67,5°-112,5°), Sudeste (112,5°-157,5°), Sul (157,5°-202,5°) e Sudoeste (202,5°-247,5°). A partir das alturas de ondas obtidas nas simulações, aplicou-se a equação 5 (HOLTHUIJSEN, 2007) para calcular as variações energéticas das ondas entre a entrada da grade modelada e a isóbata que corresponde à profundidade de fechamento em cada extensão submersa dos perfis topográficos. A profundidade de fechamento (6 m) foi determinada a partir da equação proposta por Hallermier (1981) (equação 6) com base nos dados DOW. A ocorrência de ondas de cada quadrante foi quantificada e dividida pelo total de ondas do banco dados DOW. Este valor foi multiplicado pela variação energética, para que os quadrantes mais recorrentes possuam maior influência no comportamento da energia das ondas. Como resultado, foi determinado o potencial de incremento ou redução da energia de onda em cada perfil em função da interação com a morfologia do leito marinho sob as diversas condições de ondas.

$$\Delta E = \frac{1}{8} \rho g H_{entrada}^2 - \frac{1}{8} \rho g H_f^2 \quad \text{Equação 5}$$

Onde ΔE representa a variação de energia por unidade de área, ρ a densidade da água do mar e H as alturas de ondas.

$$H_c = 2H_s + 11\sigma \quad \text{Equação 6}$$

Sendo H_c a profundidade de fechamento, H_s a altura significativa e σ o desvio padrão das alturas de ondas extraídos do banco de dados DOW.

Mobilidade dos perfis

Para avaliar a resposta da praia em decorrência da variação energética de ondas, foram calculados os coeficientes de variação de altura da barreira e volume sedimentar da praia emersa, e aplicou-se o teste não paramétrico de tendência Mann-Kendall. O coeficiente de variação (CV) foi determinado tanto para a altura da barreira quanto para o volume da praia emersa, pois permite comparar a dispersão de dados entre variáveis com médias e unidades diferentes (CRESPO, 1991) (Equação 7). O teste não paramétrico de Mann-Kendall é amplamente utilizado na análise de tendências de series temporais (GILBERT, 1987; SILVA *et al.*, 2010; LOPES & SILVA, 2013). O teste foi aplicado para identificar tendências de incremento ou redução dos parâmetros morfológicos dos perfis de praia ao longo das 11 campanhas de levantamento topográfico.

$$CV = 100 \times \frac{\sigma}{\mu} \quad \text{Equação 7}$$

Onde CV representa o coeficiente de variação, μ é a média e σ o desvio padrão.

Grau de exposição

Os impactos na linha de costa causados por ondas oriundas de mar aberto dependem da quantidade de energia dissipada ao longo de seu percurso sobre águas rasas e da capacidade das praias em se adaptar e absorver esta energia de ondas (VIAVATTENE *et al.*, 2015; DURÁN *et al.*, 2016; EGUCHI & ALBINO, 2018; LINS-DE-BARROS *et al.*, 2018; FIRMINO & BULHÕES, 2020). Neste sentido, a proposta deste estudo é determinar classes de grau de exposição levando em conta a quantificação da energia de onda sobre a plataforma interna e antepraia, em conjunto com a variabilidade dos perfis de praia.

Para isto, foi feita uma adaptação do conhecido Índice de Vulnerabilidade Costeira (CVI) proposto por Gornitz (1991). Segundo Ramieri *et al.* (2011) este índice permite classificar numericamente trechos do litoral de acordo com diversas variáveis. O modelo original de Gornitz (1991) utiliza taxa de variação da linha de costa, taxa de variação relativa do nível do mar, altura máxima de onda, amplitude de maré, geomorfologia e inclinação costeira. O presente estudo considerou: a altura das praias, o volume sedimentar, a redução da altura e do volume ao longo do tempo e o aumento da energia de ondas sobre a isóbata de 5m para as condições de ondas mais recorrentes na área de estudo. Os parâmetros foram escolhidos pois representam o controle geomorfológico no ciclo morfodinâmico dos processos costeiros, já que abordam desde o *input* energético das ondas em águas abertas e a modificação que o leito marinho exerce até resposta da linha de costa à chegada destas ondas.

A aplicação e adaptação do CVI é identificada em diversos estudos, no entanto, este tipo de classificação depende da determinação de valores com base na experiência dos autores. No presente estudo foi determinado um Índice de Suscetibilidade Costeira Normalizado (ISCn), que pode ser calculado estatisticamente de maneira direta e objetiva com base em valores absolutos coletados *in situ* ou extraídos de modelagem.

O primeiro passo foi normalizar as informações obtidas, para isto aplicaram-se as equações 8 e 9.

$$x_n = \frac{x - x_{min}}{x_{max} - x_{min}} \quad \text{Equação 8}$$

$$x_p = - \left(\frac{x - x_{max}}{x_{max} - x_{min}} \right) \quad \text{Equação 9}$$

Onde x_n representa o valor normalizado de variáveis cujos valores altos aumentam o grau de exposição (redução da altura e do volume do perfil e aumento da energia de ondas sobre a isóbata de 5m), x_p representa o valor normalizado de variáveis cujos valores altos reduzem o grau de exposição (Altura e volume sedimentar dos perfis de praia), x é a valor a ser normalizado e x_{max} e x_{min} representam, respectivamente, os valores máximos e mínimos de cada variável. Posteriormente, é determinado o ISCn pela equação 10.

$$ISCn = \sqrt{\frac{(x_1 x_2 x_3 \dots)}{N}} \quad \text{Equação 10}$$

Sendo ISCn o índice de vulnerabilidade, x são os valores normalizados de cada variável e N o número de variáveis envolvidas. Desta forma, quanto maior o ISCn, mais alto será o grau de exposição.

As classes de ISCn foram definidas com base na divisão da totalidade de dados em quartis. Assim, valores de ISCn dentro do 1º quartil representam baixo grau de exposição. O intervalo entre o 1º e o 3º quartil compreende valores de moderado grau de exposição. Por fim, valores de ISCn maiores do que o 3º quartil se enquadram como alto grau de exposição.

4.1.3 – Resultados

Após a determinação das condições de ondas monocromáticas mais representativas para cada quadrante foi realizada a modelagem de propagação de cada quadrante através do modelo OLUCA-MC. A figura 12 ilustra os resultados em termos de alturas significativa e vetores de direção e ressalta os setores do arco praias sob convergência ou divergência de ortogonais de ondas devido processo de refração. Nota-se que os pontos 1, 5 e 6 são os atingidos sob condições de ondas de leste. Já as ondas de sudeste afetam praticamente toda extensão da linha de costa, salvo o ponto 9. Posteriormente, visando uma análise quantitativa, obteve-se a variação energética das ondas entre o ponto de entrada da grade do modelo e a isóbata de 5 m alinhada aos perfis topográficos (Tabela 7). A partir da resultante obtida com base no padrão de todos os perfis, ondas com maiores alturas significativas de sudoeste apresentam 50% de dissipação da energia ao se propagarem sobre a morfologia do leito marinho do litoral. Em seguida dos quadrantes sul e nordeste apresentam reduções de 46% e 38%, respectivamente. Já as ondas de sudeste e leste, que compõem a maior parte do banco de dados,

apresentam incrementos de 32% e 9%. Os perfis 1, 3, 4, 6 e 8 apresentam incremento da energia de ondas de sudeste e os perfis 2, 5 e 6 das ondas de leste. Somente o perfil 6 apresenta incremento da energia de ondas para ambos quadrantes.

A figura 13 ilustra a amplitude da variação da energia de onda para cada perfil, determinada a partir do produto entre as probabilidades de ocorrência de cada quadrante e as variações energéticas das ondas. Nota-se que os perfis de 7 e 9 apresentam redução da energia de ondas, tendo seus valores máximos (haste superior) próximos de 0% de variação. A máxima dissipação de energia ocorre nos pontos 7 e 8, atingindo aproximadamente 25% de redução. O perfil 6 apresenta os maiores incrementos da energia de ondas com valor máximo de 130%. De forma geral, os perfis de 1 a 5 apresentam redução da energia de onda. No entanto, observa-se que os terceiros quartis (parte superior da barra) e os valores máximos (haste superior) apontam incrementos da energia de ondas, em especial o perfil 5.

O mapeamento da variabilidade energética média de ondas de leste e sudeste ao longo da isóbata de 5m permite identificar setores ao longo do litoral estudado (Figura 14). A figura apresenta ainda a configuração do leito marinho, destacando a presença de bancos submersos. Do perfil 1 ao 4 a energia de ondas apresenta um padrão de redução, no entanto observam-se aumentos pontuais de energia associados aos perfis 1 e 3. O trecho entre os perfis 5 e 6 é caracterizado pelo maior aumento da energia de ondas incidentes. Entre os perfis 7 e 8 nota-se um aumento moderado da energia de ondas. Já no perfil 9 o padrão é de redução da energia das ondas incidentes. De forma geral, e como esperado, a distribuição da energia de ondas ao longo do litoral indica uma relação com a morfologia do leito marinho. Regiões com presença de bancos submersos apresentam maiores dissipações da energia de ondas (perfis 1 a 4 e 9). Por outro lado, perfis associados a ausência de bancos submersos sofrem incremento da energia de ondas (perfis 5 a 8).

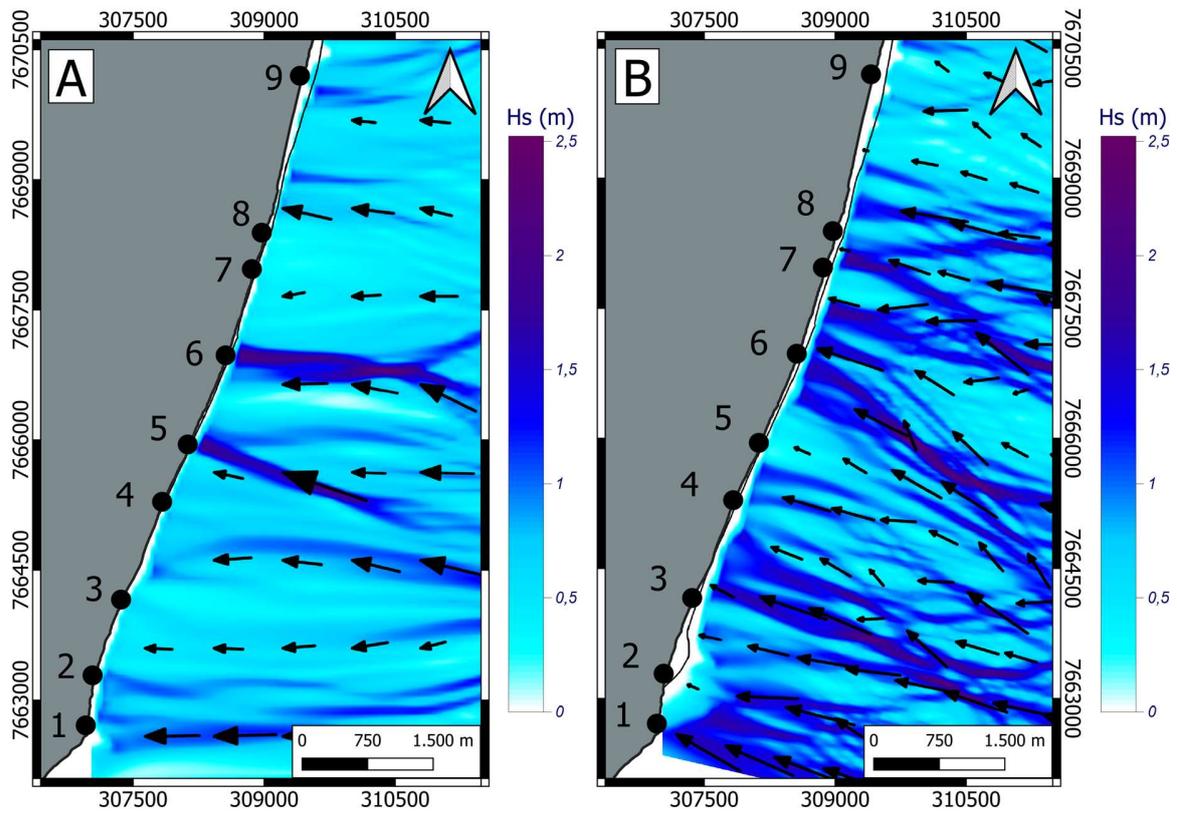


Figura 12 - Resultado da propagação de ondas do modelo OLUCA-MC, mostrando as alturas de ondas em cores e vetores de direção das ondas mais representativas para a área de estudo, com base no banco de dados ERA5. A) Ondas de leste (37% do banco DOW); B) Ondas de sudeste (35% do banco DOW).

Tabela 7 - Variação da energia das ondas de cada cenário com base na diferença de alturas entre a entrada da grade modelada e a isóbata de 5 m alinhada a cada perfil topográfico. Valores negativos indicam dissipação e positivos incremento.

Δ Energia de onda por direção de incidência					
Perfil	Nordeste	Leste	Sudeste	Sul	Sudoeste
9	-31%	-50%	-50%	-64%	-44%
8	-23%	-90%	40%	-36%	-38%
7	-46%	-90%	-70%	-86%	-69%
6	-31%	350%	120%	-14%	-25%
5	-62%	280%	-80%	-29%	-19%
4	46%	-50%	70%	-79%	-38%
3	-46%	-70%	30%	-36%	-56%
2	-77%	20%	-60%	-29%	-88%
1	-77%	-15%	80%	-43%	-75%
Balanco	-38%	32%	9%	-46%	-50%

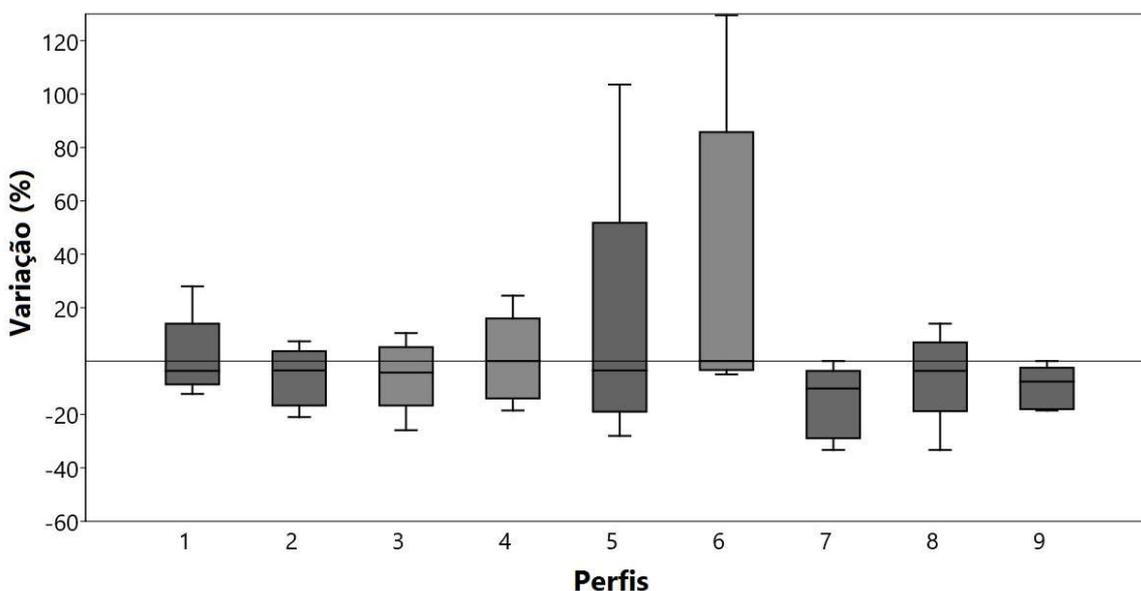


Figura 13 - Boxplot da amplitude da variação da energia de ondas probabilística sobre a isóbata de 5 m representando o incremento/redução da energia das ondas modeladas para cada cenário multiplicada por suas respectivas probabilidades de ocorrência. As hastes inferiores (superiores) representam os valores mínimo (máximo), as bases (topos) dos retângulos representam o primeiro (terceiro) quartil e as linhas que cortam os retângulos representam a mediana.

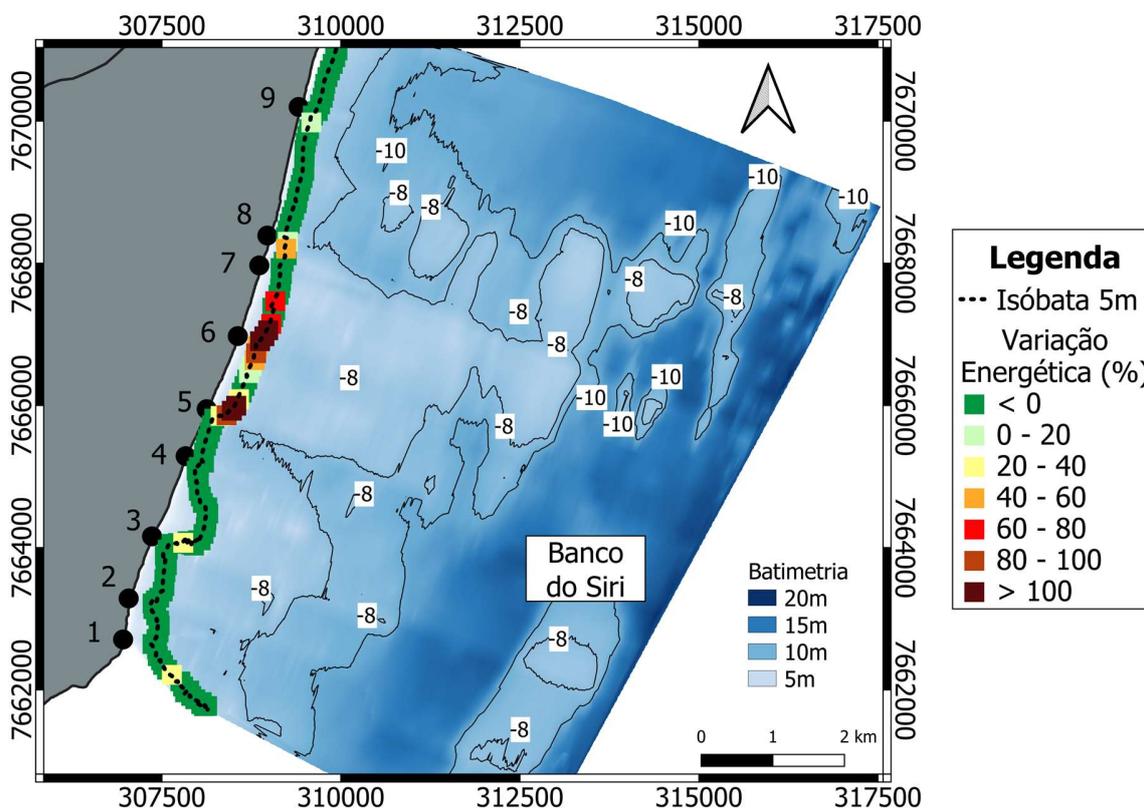


Figura 14 - Mapeamento da configuração do leito marinho, destacando a presença de bancos submersos e a variabilidade energética média das ondas de leste e sudeste sobre a isóbata de 5m.

Resposta dos perfis ao grau de exposição

As figuras 15, 16 e 17 apresentam as morfologias médias de cada praia emersa (linhas), calculada a partir de aproximação polinomial dos dados medidos em campo (pontos). As figuras 15, 16 e 17 também trazem fotografias dos perfis topográficos e ilustra a diversidade na geomorfologia do ambiente praiado associado aos perfis medidos neste estudo. Nota-se os perfis de 3 a 8 estão associados às dunas frontais, enquanto o perfil 1 é limitado pela presença de falésia viva e terraços de abrasão, já o perfil 9 é localizado entre obras de contenção e passou por processo de engorda artificial. Na tabela 8 observam-se os coeficientes variação da altura da barreira e volume da praia emersa ao longo dos campos, bem como os resultados do teste não paramétrico de Mann-Kendall.

Os perfis 3 a 9 apresentam praias associadas a cordões arenosos bem desenvolvidos, já os perfis 1 e 2 que são precedidos por falésias. Em média, a maior altura da barreira e volume da praia emersa se encontram no perfil 9, enquanto os menores valores estão nos perfis 5 e 7. Os maiores coeficientes de variação de altura da barreira e volume da praia emersa são constatados nos perfis 6 e 3, variando respectivamente 17% e 25%. Já os menores coeficientes de variação de altura da barreira encontram-se nos perfis 1 e 3 (ambos 4%) e do volume da praia emersa no perfil 8 que varia 13%. O teste de Mann-Kendall mostra que há tendência

de redução da altura da barreira no perfil 6 e do volume sedimentar para o perfil 3, os demais perfis não apresentam tendência estatística significativa. A tendência mais forte ocorre no perfil 6 para a altura da barreira.

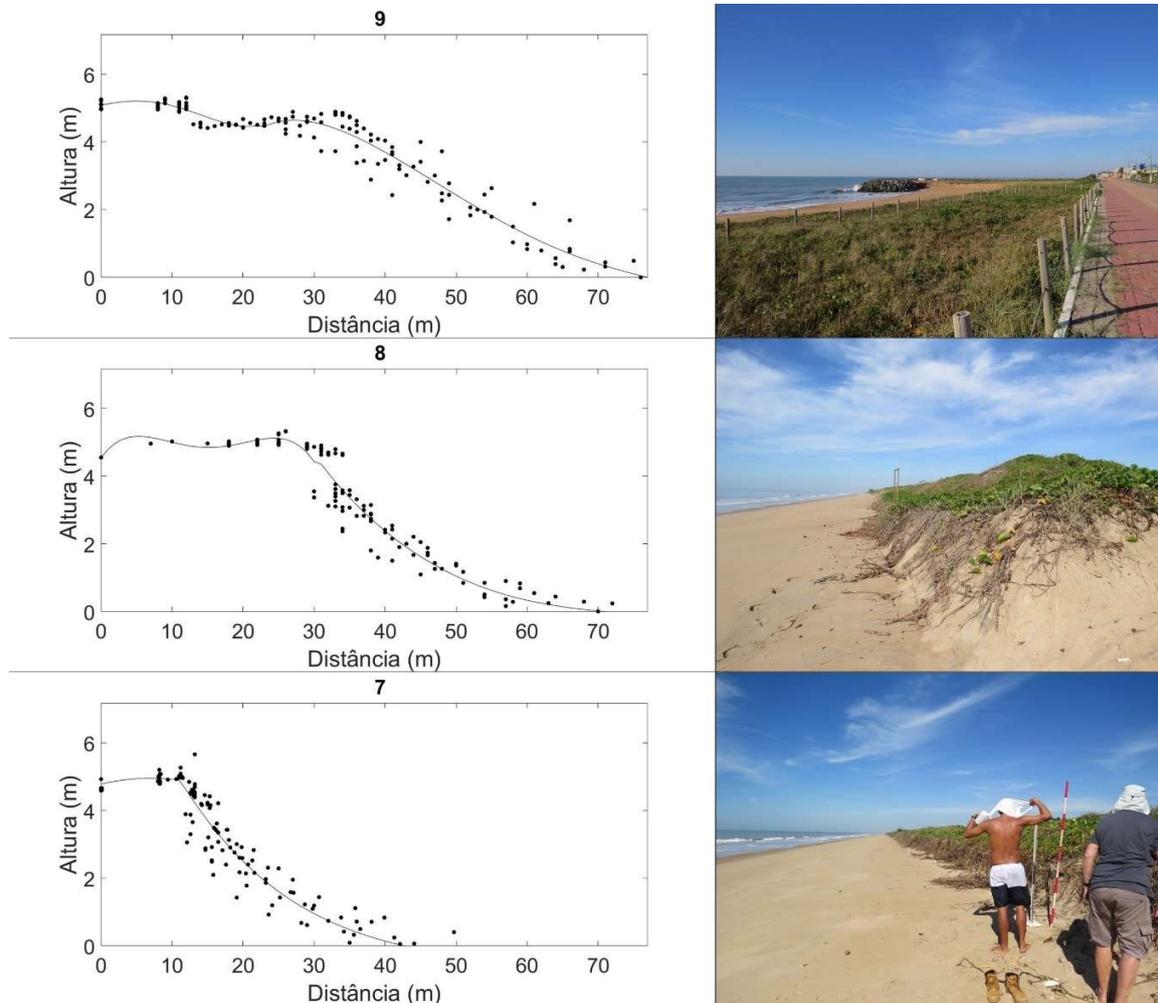


Figura 15 - Morfologia e variação dos parâmetros morfológicos dos perfis 9 a 7. Lado esquerdo - Perfis médios (linhas) e dados medidos com campo (pontos). Lado direito - Fotografias dos perfis topográficos medidos ao longo do litoral estudado, ressaltando a variedade de ambientes associados.

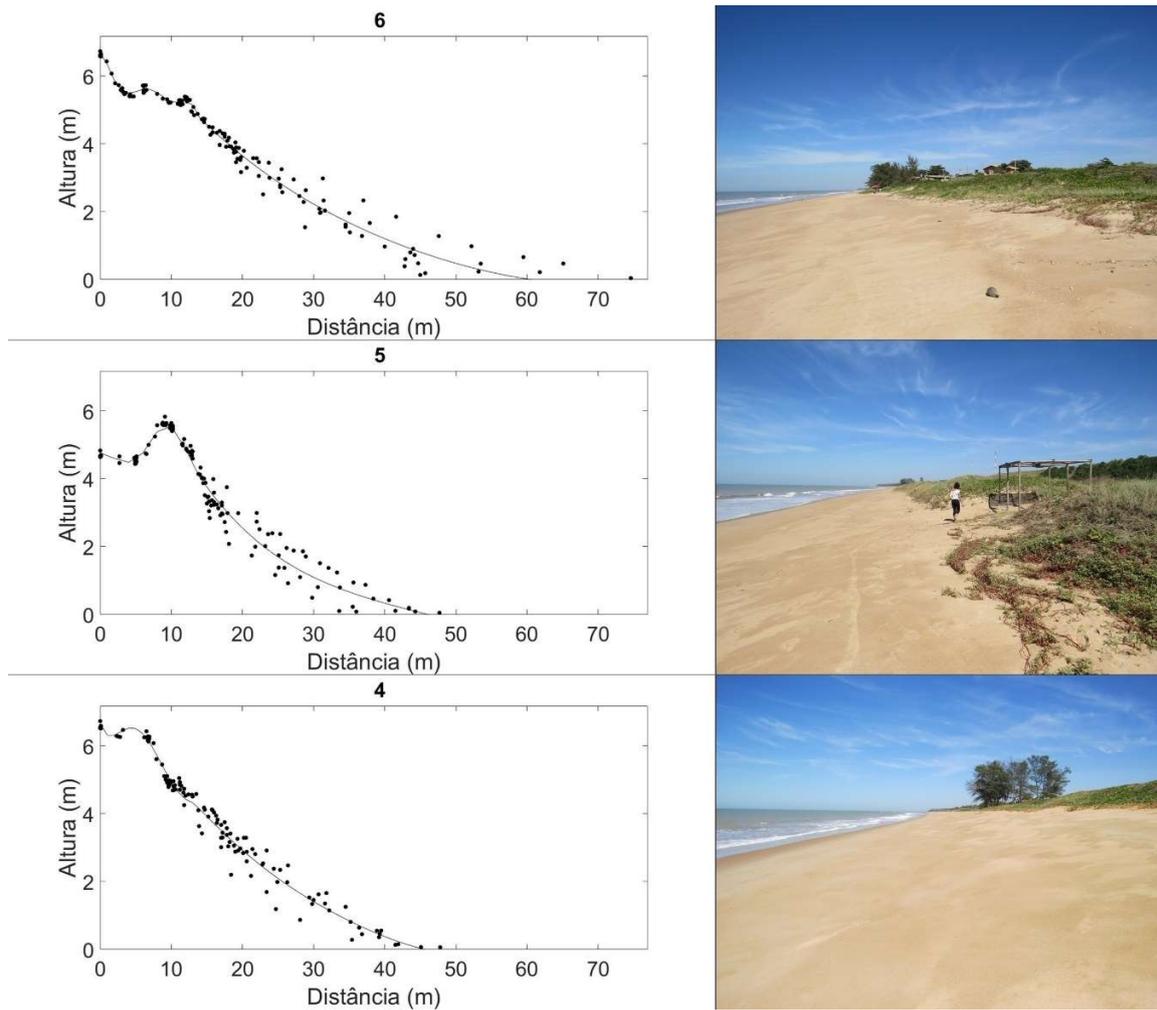


Figura 16 - Morfologia e variação dos parâmetros morfológicos dos perfis 6 a 4. Lado esquerdo - Perfis médios (linhas) e dados medidos com campo (pontos). Lado direito - Fotografias dos perfis topográficos medidos ao longo do litoral estudado, ressaltando a variedade de ambientes associados.

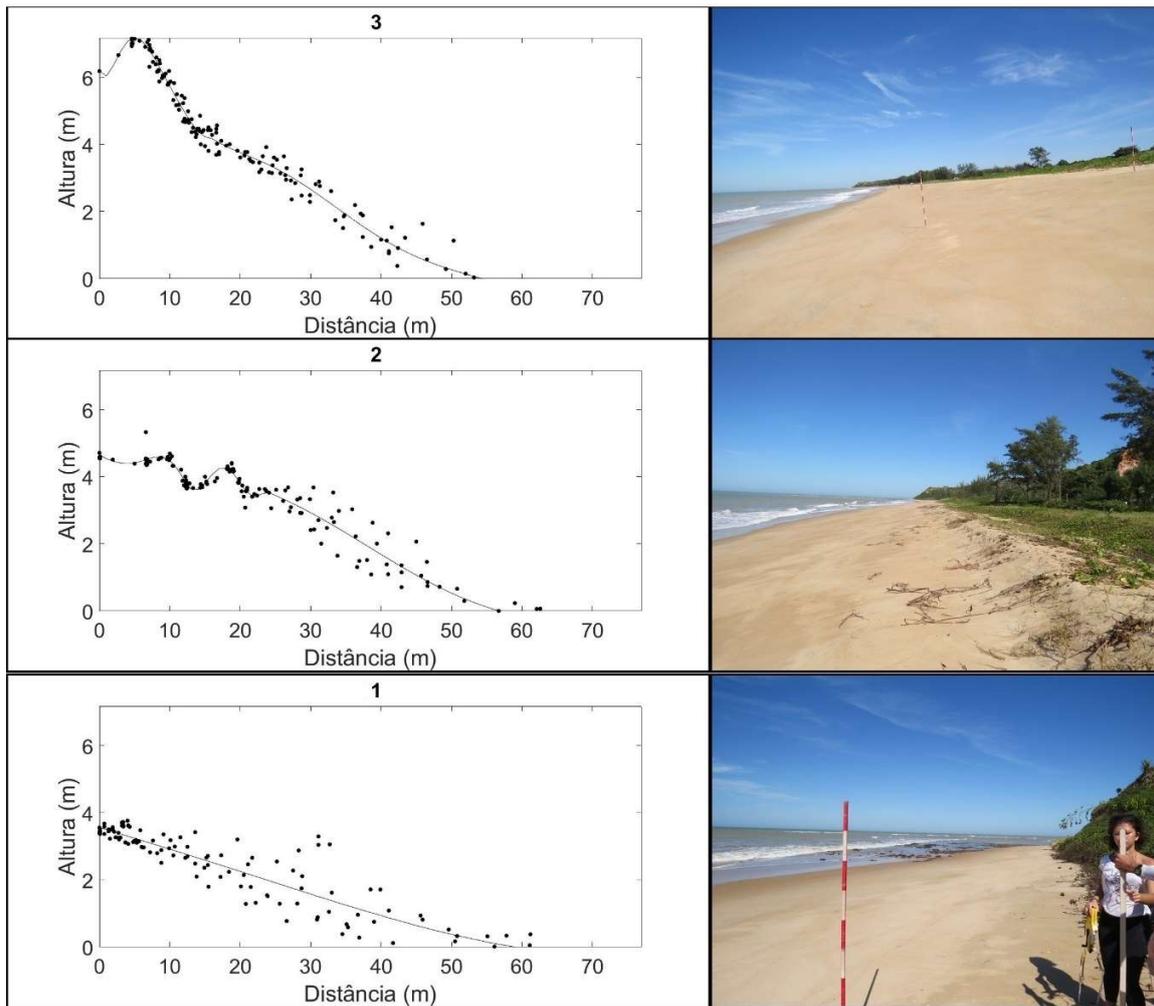


Figura 17 - Morfologia e variação dos parâmetros morfológicos dos perfis 3 a 1. Lado esquerdo - Perfis médios (linhas) e dados medidos com campo (pontos). Lado direito - Fotografias dos perfis topográficos medidos ao longo do litoral estudado, ressaltando a variedade de ambientes associados.

Tabela 8 – Valores médio da altura da barreira e volume sedimentar da praia emersa para cada perfil, com seus respectivos coeficientes de variação (Parte superior). Valores estatísticos do teste de tendência não paramétrico Mann-Kendall, onde S é o valor estatístico e p o Valor-p de significância (Parte inferior). Em vermelho os valores com significância estatística.

Perfil	Altura da Barreira		Volume da praia emersa	
	Média (m)	C.V	Média (m ³)	C.V
9	4,4	9%	115	19%
8	3,5	9%	44	13%
7	3,1	10%	37	19%
6	3,7	17%	63	22%
5	3,1	10%	37	24%
4	3,4	12%	46	20%
3	3,6	4%	78	25%
2	3,4	7%	67	15%
1	3,2	4%	79	20%

Teste Mann-Kendall p < 0,05				
Perfis	Altura da Barreira		Volume da praia emersa	
	S	Valor-p	S	Valor-p
9	-15	0,11	-15	0,11
8	-19	0,16	17	0,21
7	-24	0,07	-15	0,28
6	-33	0,00	-17	0,78
5	-19	0,16	-7	0,64
4	-9	0,24	-19	0,05
3	-9	0,53	-27	0,04
2	1	0,46	-16	0,06
1	-14	0,11	-9	0,24

Classificação do litoral

A partir do cálculo do ISCn foram definidas classes de grau de exposição às ondas levando em conta a morfologia do perfil de praia e a variabilidade energética das ondas devido a interação com o leito marinho (Tabela 9). A classe de baixo grau de exposição inclui os perfis 2, 7, 8 e 9; representada por valores de ISCn menores do que 0,58 (1º quartil). Os perfis 1, 3 e 4 apresentam ISCn dentro da faixa do 3º quartil, desta forma são classificados como moderado grau de exposição. Por fim, os perfis 5 e 6 são classificados como alto grau de exposição, pois apresentam ISCn acima do 3º quartil (>0,67).

Tabela 9 - Valores normalizados de Altura e volume do perfil praial, redução da altura e do volume do perfil, e aumento da energia de ondas sobre a isóbata de 5m. Os valores de ISCn representam as classes de grau de exposição: em azul baixo grau de exposição (1º quartil), em preto moderado grau de exposição (3º quartil) e em vermelho valores de alto grau de exposição (> 3º quartil).

Valores normalizados							
Perfil	Altura da barreira	Volume do perfil	Redução altura da barreira	Redução volume do perfil	Δ Energia de ondas de leste	Δ Energia de ondas de sudeste	ISCn
9	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,15	0,20
8	0,72	0,91	0,00	0,00	0,00	0,60	0,61
7	0,97	1,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,58
6	0,55	0,66	1,00	0,00	1,00	1,00	0,84
5	1,00	0,99	0,00	0,00	0,84	0,00	0,69
4	0,77	0,88	0,00	0,00	0,09	0,75	0,64
3	0,60	0,47	0,00	1,00	0,05	0,55	0,67
2	0,72	0,62	0,00	0,00	0,25	0,10	0,53
1	0,91	0,46	0,00	0,00	0,17	0,80	0,63

4.1.4 – Discussões

Grau de exposição e mobilidade de perfis praias

Diversos trabalhos analisaram em escala de detalhe as particularidades de cada setor de um arco praial e mostram que podem ocorrer diferentes níveis de exposição e vulnerabilidades físicas, sendo a resposta da linha de costa uma função do *input* energético e das características geomorfológicas locais (ALBINO *et al.*, 2016b; EGUCHI & ALBINO, 2018; FILGUEIRAS & ALBINO, 2020). Neste sentido, o padrão de variabilidade energética de ondas encontrado ressalta a importância da avaliação dos processos locais, em especial a dissipação energética das ondas devido à interação com leito marinho. De modo geral, há um consenso de que ondas de sul e sudoeste estão associadas com maiores alturas e energias (INNOCENTINI *et al.*, 2003; Albino *et al.*, 2016a), enquanto ondas de nordeste, comumente estão relacionadas com situações de bom tempo e mar calmo (NOGUEIRA *et al.*, 2015; ALBINO *et al.*, 2016a). No entanto, o presente estudo mostra que a morfologia da zona submersa foi responsável por dissipar praticamente metade da energia de ondas oriundas de sul e sudoeste e quase 40% das ondas de nordeste. Por outro lado, para ondas de leste e sudeste há um padrão de incremento da energia de ondas sobre o litoral. Isto desperta um sinal de alerta sobre o litoral, visto que ondas destes quadrantes representam mais de 70% da ocorrência total de ondas. As particularidades das ondas reveladas pelo presente estudo apontam que somente uma avaliação regional do banco de ondas e sua análise qualitativa com base propagação de ondas pode não ser suficiente para determinar processos locais,

capazes de alterar significativamente a distribuição de energia ondas. Sendo necessária a quantificação da energia ao longo do litoral estudado.

Os perfis 5 e 7 possuem mesmas médias de altura da barreira e volume praial, porém o perfil 5 apresenta maior coeficiente de variação, associado a incrementos de energia de ondas. Já o perfil 7 apresenta menor coeficiente de variação e redução da energia de ondas. Discute-se que maiores mobilidades dos perfis decorrem de maiores variações da energia de ondas, responsáveis pela troca sedimentar entre às zonas emersas e submersas durante a alternância de momentos de alta e baixa energia (DODET *et al.*, 2019; EICHENTOPF *et al.*, 2019; JACKSON & SHORT, 2020; ROBIN *et al.*, 2020; GEORGE *et al.*, 2021). O grau de exposição à energia de onda proposto neste estudo também concorda com as tendências de redução da altura da barreira e volume da praia emersa, uma vez que praias expostas às maiores energias de ondas tendem a aplainar seus perfis, reduzindo a altura da barreira e o volume da praia emersa (MASSELINK & HUGHES, 2014).

Filgueiras e Albino (2020) avaliaram a pista de dissipação de ondas a partir da distância da linha de costa até a isóbata de 20 m para classificar a vulnerabilidade do litoral entre os perfis 1 e 6 como moderada à alta, em concordância com os resultados obtidos no presente estudo. Porém, em escala de detalhe, o presente estudo ressalta a influência da morfologia do leito marinho na porção mais rasa da plataforma continental interna (~8m) sobre o processo de refração de ondas e conseqüentemente no padrão de distribuição energética destas ondas ao longo dos perfis de praia. Neste sentido, os perfis 1 e 4 são classificados, através do ISCn, como de moderado grau de exposição, pois apresentam praias relativamente baixas quando comparadas aos demais perfis. O controle do grau de exposição neste trecho se dá pela presença do Banco do Siri, que interage com as ondas incidentes e ajuda a amenizar o aumento da energia de ondas sob a isóbata de 5 m. O papel da morfologia do fundo marinho fica mais evidente ao analisar o padrão energético de ondas sobre o perfil 6, o único que apresenta forte tendência de redução da altura da barreira, associada ao aumento da energia de ondas de leste e sudeste. Este perfil e os perfis 3 e 5 são classificados como de alto grau de exposição, visto que o Banco do Siri não exerce mais influência nesse setor da praia e a proximidade da isóbata de 10 m com a linha de costa podem promover a concentração das ortogonais de ondas e desfavorecer a dissipação efetiva das ondas. No perfil 3, a energia de ondas que atinge a linha de costa pode promover correntes costeiras que ajudam a retirar sedimentos do perfil praial, visto a tendência de redução do volume sedimentar da praia emersa. No perfil 5, o elevado valor de ISCn também está fortemente associado a praias com barreiras baixas e pouco volume. Já os perfis 2, 7 e 9 são caracterizados pelo ISCn como baixo grau de exposição, estes perfis apresentam características como estabilidade na altura da barreira e do volume da praia emersa. Além disso, estes perfis estão associados à dissipação da energia de ondas devido à maior distância entre a linha de costa e a isóbata de 8 m

e a presença de bancos submersos adjacentes e a um banco externo alinhado ao Banco do Siri. Destaca-se o papel das obras de contenção ao entorno do perfil 9, que garantem um local propício para deposição sedimentar, aumentando a altura da barreira e o volume sedimentar do perfil.

Os resultados obtidos para os perfis 5 e 7 destacam a importância de se avaliar as particularidades de cada trecho do litoral, visto que possuem morfologias semelhantes, mas dinâmicas diferentes.

4.1.5 – Conclusões

Ondas associadas a eventos de alta energia podem sofrer redução de seu potencial energético devido a interação com o leito marinho através dos processos de refração, difração e empinamento à medida que se propagam em direção a costa. Bem como ondas relacionadas a eventos de tempo bom podem atingir a costa com alto potencial energético devido à baixa dissipação e/ou concentração de ortogonais decorrente da interação com o leito marinho. Assim, o processo de dissipação energética de ondas sobre a plataforma interna e antepraia ocorre de forma diferenciada para cada direção de incidência, ressaltando o papel da morfologia do fundo e da orientação da linha de costa no grau de exposição da costa às ondas incidentes.

Os setores de um arco praias apresentam diferentes comportamentos. A mobilidade e a tendência dos parâmetros morfológicos dos perfis de praia respondem a variação energética de ondas que incidem sobre o litoral e podem indicar setores de maior ou menor exposição à energia de ondas. Os perfis 5 e 7 destacam a importância de avaliar as particularidades de cada trecho do litoral, visto que possuem morfologias semelhantes, mas dinâmica diferentes.

O grau de exposição proposto é corroborado pela mobilidade e morfologia dos perfis praias e pela classificação de vulnerabilidade obtida com base em estudo prévio da pista de dissipação de ondas sobre a plataforma continental interna e antepraia. Desta forma, a metodologia proposta permite avaliar os processos morfodinâmicos locais e assim auxiliar na tomada de decisão frente a possíveis intervenções na linha de costa.

4.2 – Resposta da praia à evento de ressaca

4.2.1 – Objetivos e metas

Este eixo tem como objetivo identificar o comportamento dos perfis em condições extremas. Para isto, visa quantificar a variabilidade sedimentar de 6 perfis após a passagem de um evento de tempestade. Além disso, calcular a energia de onda acumulada em águas rasas e o padrão de circulação gerado pelo efeito das ondas.

4.2.2 – Materiais e métodos

Topografia

Foram realizadas 2 campanhas de levantamento de dados topográficos nos perfis 1, 2, 3, 6, 7 e 8 nos dias 10 e 25 de setembro de 2021 utilizando técnica de Posicionamento Cinemático em Tempo Real (RTK) (Figura 18C). Os perfis se estenderam de marcos fixos (estacas) até o máximo recuo das ondas, o que permitiu determinar os parâmetros morfológicos de altura da barreira e volume sedimentar de cada perfil. As cotas dos perfis foram balizadas para a referência vertical do nível médio do mar no local de 0,82 m (DHN, 2021). As campanhas foram programadas para ocorrer antes e após uma tempestade com base na indicação meteoceanográfica da Marinha do Brasil entre os dias 20 e 25 de setembro de 2021 (CHM, 2021). Devido a curta janela de tempo e a logística de locomoção não foi possível levantar todos os 9 perfis da área de estudo.

Modelos numéricos

A propagação de ondas monocromáticas foi realizada no modelo parabólico (OLUCA-MC), desenvolvido pelo Instituto de Hidráulica Ambiental da Cantábria (IH-Cantábria). O cálculo da energia de onda segue a metodologia utilizada previamente através da equação 11. Os resultados de propagação de ondas foram utilizados para rodar o modelo de correntes geradas pro quebras de ondas em praias (MOPLA-MC), também desenvolvido pelo IH-Cantábria. Este modelo calcula tensores de radiação, direção e magnitude de correntes dentro da zona de arrebatamento para resolver equações de fluxo de movimento.

$$E = \rho g H^2 \quad \text{Equação 11}$$

Onde E representa a variação de energia por unidade de área, ρ a densidade da água do mar e H as alturas de ondas.

Dados de entrada

Em campanha única, foi realizada a aquisição de 49 perfis batimétricos de detalhe da antepraia até a profundidade máxima de 20 m, além de perfis batimétricos alinhados aos perfis topográficos, estendendo-os do nível médio do mar até a isóbata de 7 m. O levantamento batimétrico compreende uma área total de aproximadamente 70 km² (Figura 18C), realizado com utilização de Monofeixe de Alta Precisão acoplado em moto aquática com calado de 0,25 m.

Alturas significativas, períodos de pico e direções médias de ondas referentes ao período de ocorrência da tempestade foram extraídos do banco de dados do modelo numérico de reanálise global ERA5, disponibilizado pelo Centro Europeu Previsões Meteorológicas de Médio Prazo (ECMWF) (HERSBACH *et al.*, 2018). Os dados compreendem o intervalo entre os dias 11 e 24 de setembro de 2021 em uma resolução temporal de 12 h e espacial de 0,25° x 0,25°. O ponto escolhido se

encontra a uma profundidade de 25 m, próximo à levantamentos pretéritos de informações de ondas, posteriormente utilizadas para validação (Figura 18B). Para validação dos dados do modelo ERA5, as ondas modeladas foram comparadas com ondas medidas *in situ* por dois Perfiladores Hidroacústico de Correntes (ADCP) localizados em 20,8°S x 40,5°O e 21°S x 40,8°O; a 25 e 15 m de profundidade (Tabela 10) (Figura 18B).

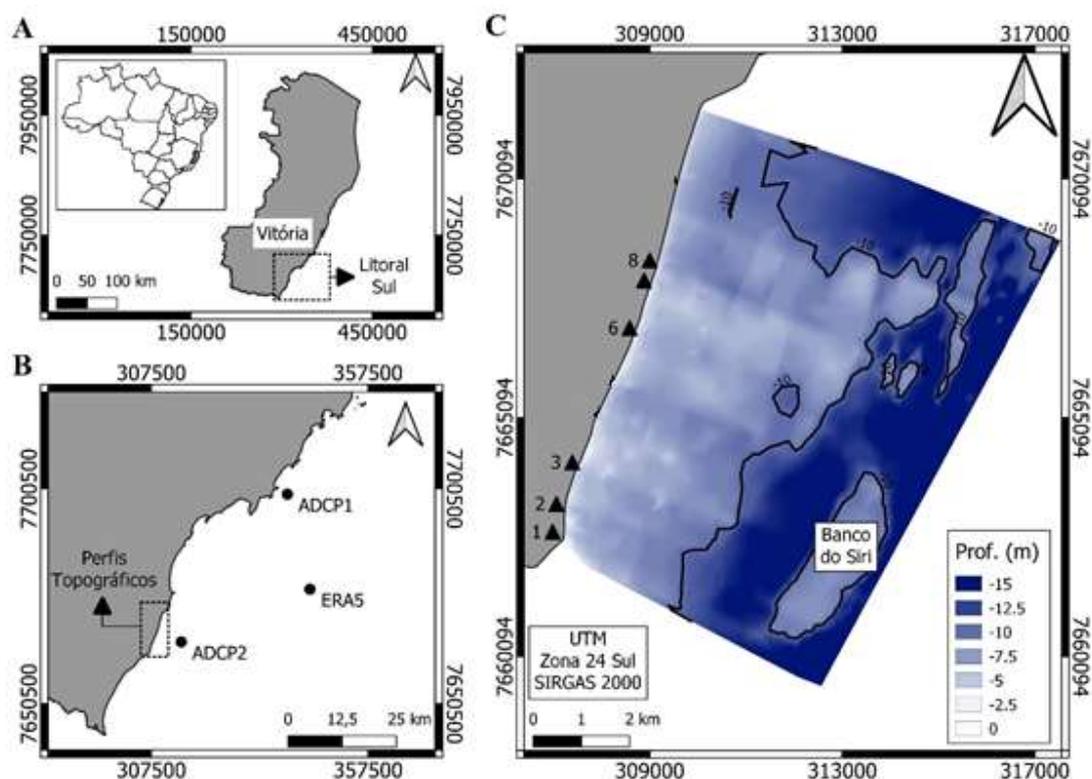


Figura 18 - Localização da área de estudo. A) Localização do litoral sul do Espírito Santo; B) Arco praiado estudado, pontos de medição de dados de ondas (ADCP1 e 2) e ponto central da malha do modelo ERA5; C) Distribuição dos perfis topográficos (triângulos) e a área onde a batimetria de detalhe foi levantada com Monofeixe de Alta Precisão e auxílio de moto aquática.

Tabela 10 - Intervalo de medição de dados de ondas para comparação com dados modelados do banco ERA5.

	Início	Fim
ADCP1	09/06/2018	11/07/2018
	25/07/2006	09/12/2006
	02/02/2007	03/04/2007
ADCP2	30/09/2007	25/10/2007
	27/11/2007	18/12/2007
	25/08/2008	06/03/2008

4.2.3 – Resultados

Antes de analisar os resultados é importante ressaltar que todos os perfis de praia estão associados a dunas frontais ou cordões arenosos vegetados, com exceção do perfil 1, limitado por falésia e terraço de abrasão.

A representação visual da variação topográfica ocorrida na porção emersa dos perfis de praia medidos antes e depois da passagem de um evento de tempestade é apresentada na figura 19. Já a tabela 11, traz a quantificação da variabilidade do volume sedimentar e da altura da barreira. Além disso, destaca a variabilidade normal e tendências de aumento ou redução dos parâmetros, determinada através do monitoramento de longo prazo (~2 anos). O perfil 2 foi o único que apresentou incremento de volume e altura da barreira após a passagem do evento de ressaca. Os demais perfis apresentam redução de ambos parâmetros, sendo o perfil 8 o menos afetado e o perfil 1 o mais afetado, perdendo mais da metade de seu volume e aproximadamente 25% da altura de sua barreira. Nota-se que apenas o perfil 1 apresentou variabilidade do volume sedimentar acima coeficiente de variação. No entanto, ao analisar a variabilidade da altura da barreira, somente os perfis 7 e 8 apresentam variabilidades dentro do limite normal.

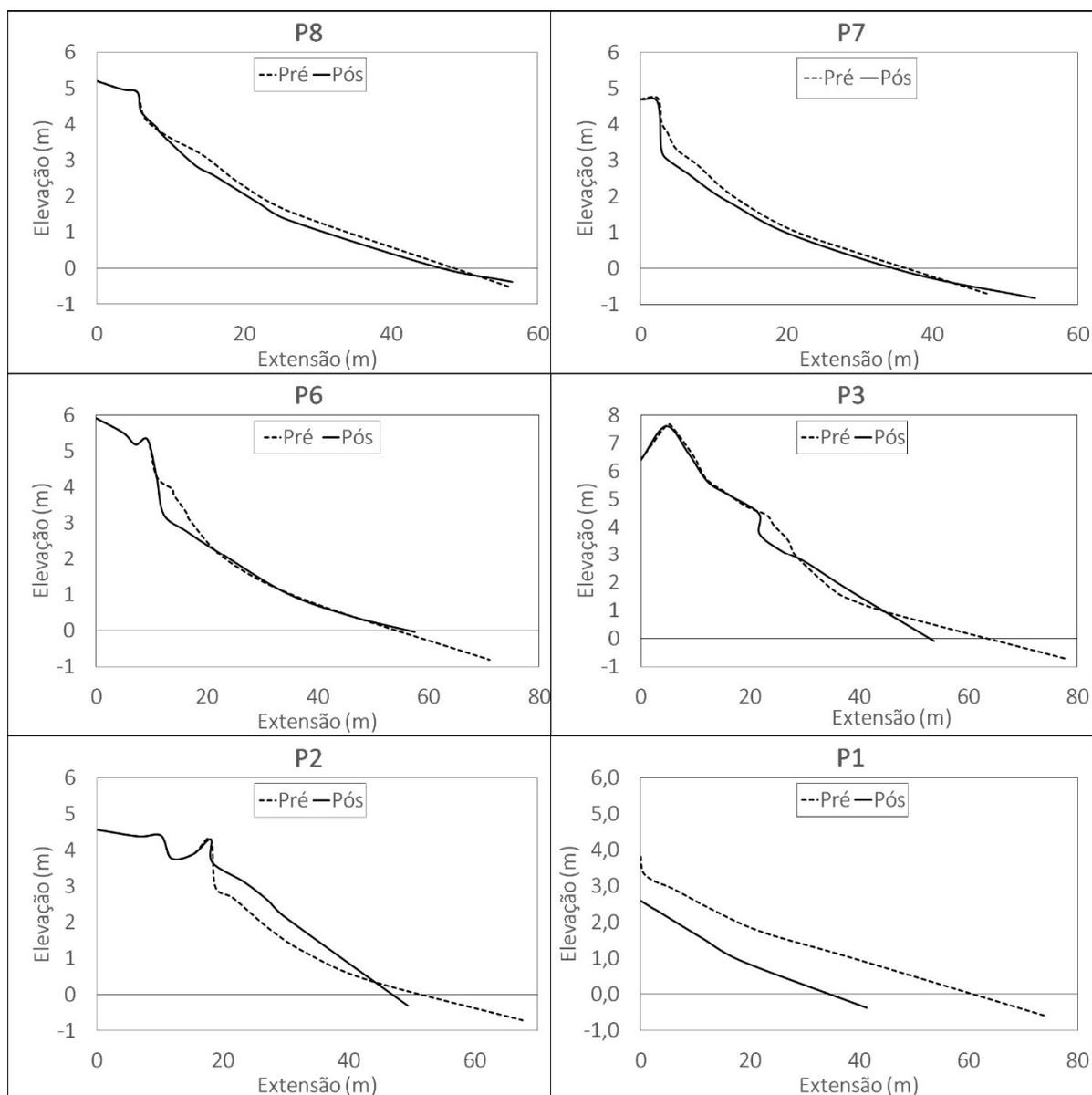


Figura 19 - Representação visual dos dados topográficos adquiridos antes (linha pontilhada) e depois (linha sólida) da passagem de um evento de ressaca marinha.

Tabela 11 – Variabilidade percentual do volume sedimentar e altura da barreira após a passagem do evento de ressaca, variabilidade normal do perfil calculada com base no monitoramento de médio prazo (~2 anos) e

Perfil	Δ Altura da barreira			
	Pós evento	Normal	Pós evento	Normal
8	-9%	13%	-8%	9%
7	-14%	19%	-6%	10%
6	-15%	22%	-20%	17%
3	-7%	25%	-15%	4%
2	35%	15%	18%	7%
1	-56%	20%	-24%	4%

A tabela 12 apresenta o viés (Bias) e a raiz média dos erros quadráticos (RMSE) entre os dados de ondas medidos e modelados. O modelo ERA5 superestima as alturas significativas e os períodos de pico, no entanto, a diferença entre os valores modelados e medidos de altura significativa e período de pico é menor do que 0,3 m e 3 s, respectivamente. A direção média é superestimada para o ADCP 1 e subestimada para o ADCP2, com um erro médio menor do que 40° em relação a ambos ADCPs. Os dados do modelo ERA5 apresentam menores erros quando comparados ao ADCP 1, possivelmente por se encontrarem em profundidades semelhantes. De maneira geral, os dados ERA5 representam bem o padrão de ondas local.

Tabela 12 - Resultados da comparação entre os dados de ondas medidos e modelados.

	Hs		Tp		Dm	
	Bias	RSME	Bias	RSME	Bias	RSME
ADCP 1	-0,15	0,28	-0,91	2,77	-9,19	36,45
ADCP 2	-0,30	0,22	-3,13	2,87	55,54	37,05

As características de ondas durante a passagem da ressaca são apresentadas na figura 20. Apesar do evento de ressaca alvo deste estudo ter ocorrido entre os dias 20 e 25 de setembro de 2021, a série temporal obtida do banco ERA5 indica dois eventos de alta energia de ondas durante o intervalo dos levantamentos topográficos. O evento 1 apresenta menor energia, aproximadamente metade da energia de ondas do evento 2 (Figura 20A). Os eventos também diferem quanto a direção de incidência das ondas, para o evento 1 prevalecem ondas de nordeste e leste. Já no evento 2 as ondas são predominantemente de sul e sudeste (Figura 20B). A energia de onda acumulada durante cada evento em cada ponto de perfil topográfico foi determinada a partir da modelagem das ondas para águas rasas

(Figura 20C). Para a simulação considerou-se os eventos com mesma duração, evento 1 do dia 13 ao 16 de setembro e o evento 2 do dia 21 a 24 de setembro. No geral, perfil 6 apresentou maior energia acumulada, já no perfil 1 houve a menor incidência de energia de ondas. Nos perfis 6, 7 e 8 a energia de onda incidente foi semelhante entre os eventos 1 e 2. Para os perfis mais ao sul 1, 2 e 3 o evento 1 apresentou maior energia acumulada, com destaque para os perfis 2 e 3, nos quais a energia de onda acumulada no evento 1 é aproximadamente o dobro da energia acumulada do evento 2.

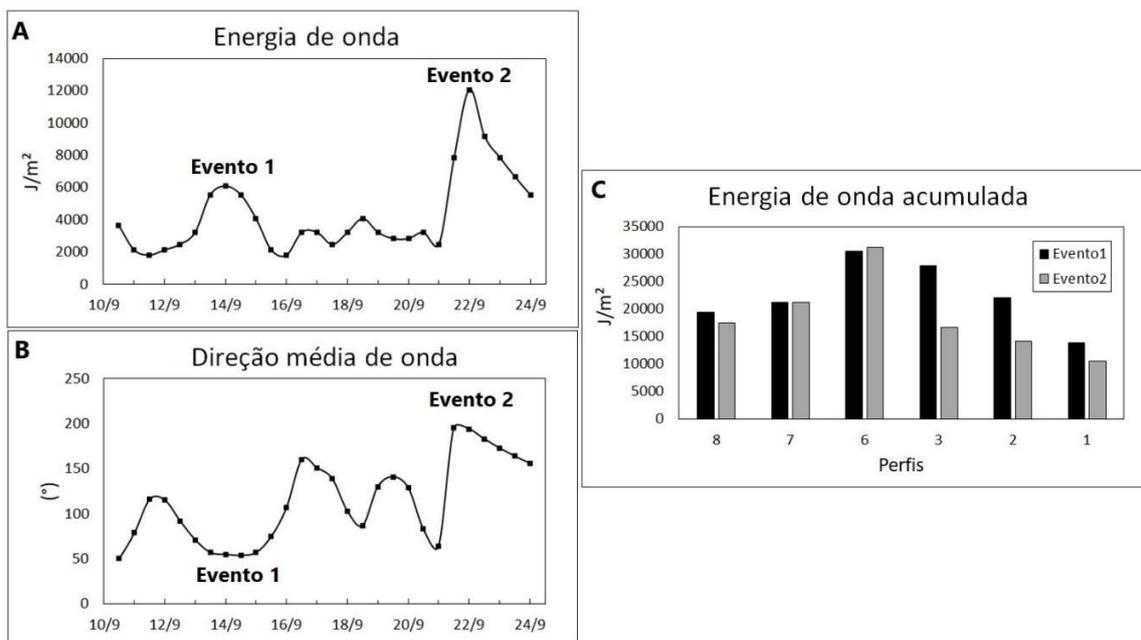


Figura 20 - Energia de ondas calculada com base na altura significativa de ondas swell + wind (A). Direção média de ondas (B) durante o intervalo de medição dos perfis topográficos de praia. Dados extraídos do banco ERA5 e Energia de onda acumulada para cada evento de alta energia de ondas, determinada através da propagação de ondas para águas rasas utilizando o modelo SMC-Brasil (C).

A modelagem de correntes geradas por ondas foi realizada para o ápice dos dois eventos registrados, com intuito de identificar diferentes comportamentos hidrodinâmicos (Figura 21). O evento 1 apresenta corrente com direção preferencial para sul, com maiores intensidades nos perfis 1, 2 e 3 e baixa intensidade entre estes e os demais pontos. Os vetores indicam que na porção sul existem dois processos de recirculação da corrente. O primeiro se inicia entre os perfis 1 e 2, onde a corrente é defletida para *offshore* e posteriormente para nordeste. Já o segundo ocorre ao sul do perfil 1, com a presença de um forte vórtice com giro com sentido anticiclônico. Em ambos casos a corrente recirculada é incorporada à zona costeira nas proximidades do perfil 3. Durante o evento 2, há uma inversão na direção preferencial das correntes, fluindo para norte. As maiores intensidades estão entre os perfis 6 e 8, onde a corrente é defletida para *offshore*. A recirculação encontrada no evento 1 permanece ao sul do perfil 1, no entanto, apresenta um giro ciclônico.

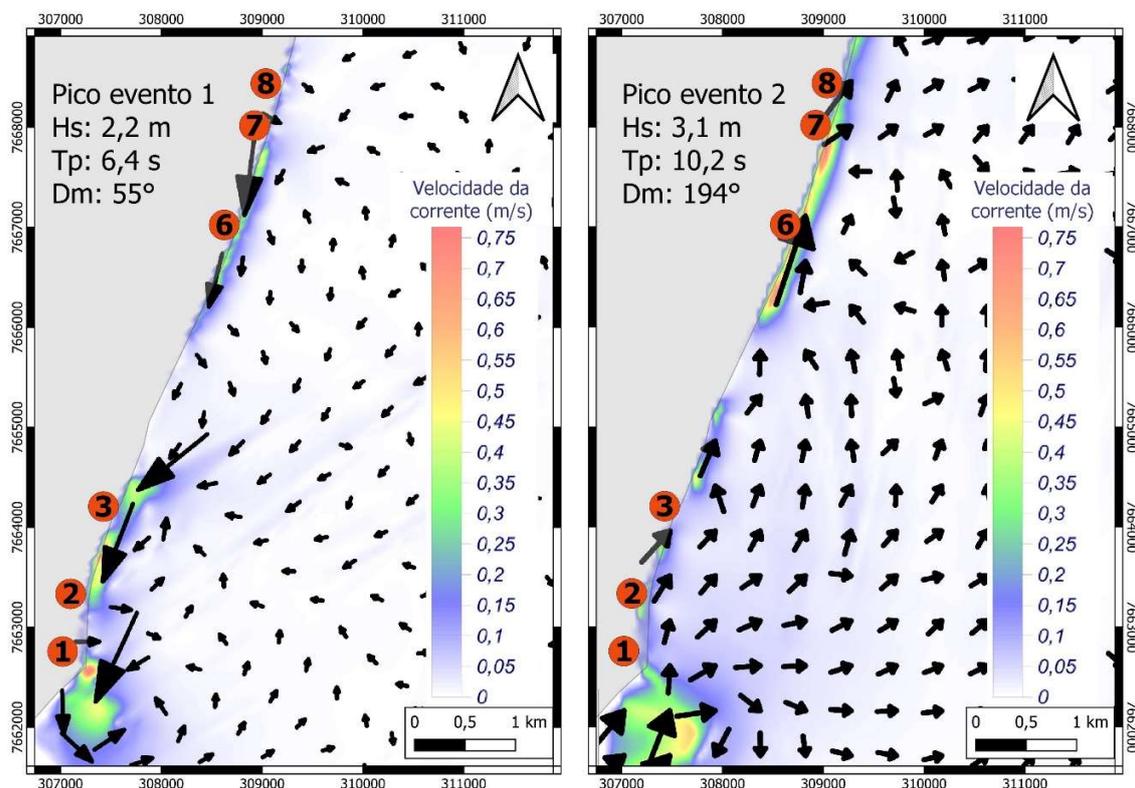


Figura 21 - Resultado da modelagem de correntes geradas por ondas por meio do modelo COPLA-MC para o evento 1 (Esquerda). Resultado da modelagem de correntes geradas por ondas por meio do modelo COPLA-MC para o evento 2 (Direita).

4.2.4 – Discussão

Conforme mostrado e discutido posteriormente, a propagação de ondas em águas rasas mostra que ondas de sudeste associadas a mau tempo apresentaram redução de seu potencial energético, por outro lado, ondas de quadrantes associados a tempo bom apresentaram aumento energético. Este padrão ressalta a importância de avaliar o grau de exposição às ondas incidentes por meio de simulações, para considerar a morfologia da antepraia e a orientação da linha de costa (BULHÕES *et al.*, 2014; DE SOUZA *et al.*, 2016; EGUCHI & ALBINO, 2018; LINS-DE-BARROS *et al.*, 2018; FIRMINO & BULHÕES, 2020).

De maneira geral, o impacto dos eventos de alta energia sobre os perfis deste estudo não caracterizou um dano extremo, visto que o volume sedimentar perdido se encontra dentro da faixa de variabilidade normal dos perfis, exceto para o perfil 1. No entanto, a presença de escarpas e o rebaixamento da altura da barreira, acima da faixa normal de variação, são evidências de intensa troca transversal entre praia emersa e submersa (MASSELINK *et al.*, 2014). Este processo pode ser um gatilho para inundação costeira durante condições de alta energia de ondas, já observado por Albino *et al.* (2006a) para a região. Tendo em vista que os perfis apresentaram tendências de redução da altura da barreira e do volume sedimentar emerso, é

importante considerar que em médio/longo prazo as ondas podem ultrapassar a barreira imposta pela morfologia dos perfis, levando o litoral de um “estágio de colisão” para um regime de “inundação costeira” (SALLENGER, 2000).

Os transportes longitudinais gerados pelos eventos 1 e 2 possuem, como esperado e como mostram as setas, resultantes de sentidos opostos, visto que o ângulo de incidências das ondas é de nordeste/leste para o evento 1 e sudeste/sul para o evento 2. A resposta erosiva da praia a um evento de alta energia de ondas depende também do transporte longitudinal de sedimentos, ligado a direção de incidência destas ondas (MASSELINK *et al.*, 2015; SCOTT *et al.*, 2016; BURVINGT *et al.*, 2017). Assim, a ocorrência de dois eventos de alta energia com direções de ondas distintas pode ter contribuído para manutenção dos volumes nos perfis, pois gera um baixo transporte resultante.

A baixa energia de ondas nos perfis 1 e 2 é justificada pelo potencial dissipativo dos terraços de abrasão presentes na região (ALBINO *et al.*, 2016a). No entanto, o perfil 1 sofreu fortes impactos, enquanto o perfil 2 ganhou volume sedimentar e altura da barreira. O comportamento erosivo do perfil 1 pode estar ligado à sua geomorfologia, visto que além de estar associado a terraços de abrasão, é precedido por falésia. Tal configuração geomorfológica limita o espaço de acomodação sedimentar e pode potencializar os efeitos das tempestades (JACKSON & COOPER, 2009; ALBINO *et al.*, 2016a; SOUZA & ALBINO, 2020). Além disso, o padrão de correntes geradas por ondas indica que no perfil 1 há uma zona de saída de sedimento, com vetores no sentido *offshore*. Logo, os sedimentos que ultrapassam a extensão dos terraços de abrasão não conseguem mais ser incorporados ao perfil emerso durante tempo bom, visto que se encontram além da profundidade de fechamento do perfil (ALBINO *et al.*, 2016a). Embora o perfil 2 se encontre próximo a falésias, o perfil está associado a um cordão arenoso, logo possui fonte sedimentar para troca transversal durante eventos de tempestades (D’ALESSADRO *et al.*, 2022; JAY *et al.*, 2022). Além disso, em condições semelhantes ao evento 1, as correntes geradas por ondas nos entornos do perfil 1 possuem sentido para *offshore*, os vetores retornam para a costa no perfil 3 e são redirecionados para o perfil 2, potencialmente redistribuindo o sedimento retirado do perfil 1. No entanto, apesar do ganho sedimentar, o perfil 2 possui um íngreme estreito e sob condições de alta energia. Este padrão está ligado à limitação do espaço de acomodação devido a presença dos terraços de abrasão na região submersa.

4.2.5 – Conclusões

O rebaixamento e escarpamento da face praial em todos pontos indica que, mesmo com a variação de volume sedimentar dentro da faixa normal, a barreira imposta pela morfologia dos perfis pode não ser suficiente para conter o processo de inundação costeira sob condições mais severas, em especial nos perfis 1, 3, 5 e 6.

O grau de exposição se mostrou fortemente controlado pela morfologia do leito marinho e pela orientação da linha de costa. Dado que ondas provindas dos quadrantes nordeste/leste e sudeste/sul apresentam diferentes energias em águas abertas (25 m), porém atingem a costa com energias de ondas similares.

As diferentes direções de ondas durante os eventos 1 e 2 podem ter contribuído para amenizar o impacto sobre o volume sedimentar dos perfis, devido a inversão do sentido da corrente longitudinal que reduz o transporte resultante. Mais uma vez, ressaltando o papel do grau de exposição na potencialização das ondas de leste, visto que o evento 1 apresenta menores energias em águas abertas em comparação ao evento 2.

O comportamento discrepante encontrado nos perfis 1 e 2 ressalta o controle geomorfológico sobre o padrão de circulação gerado pela interação das ondas com o leito marinho e os diferentes níveis de susceptibilidade de determinados ambientes praias.

5- Integração

5.1 – Background meteoceanográfico do litoral sul do Espírito Santo

Clima de ondas, nível do mar e ondas extremas

O clima de ondas no litoral sul do Espírito Santo possui um padrão bimodal, predominando ondas vindas de leste (71% das ocorrências) e ondas vindas de sudeste (24% das ocorrências). Ondas de sudeste possuem altura significativa média e períodos de picos maiores em comparação às de leste, sendo caracterizadas como ondas de mau tempo associadas à passagem de frentes frias. As preamares de sizígia apresentam maiores elevações durante os meses de março, abril, setembro e outubro, atingindo aproximadamente 1,70 m. Já no inverno, ocorrem as menores elevações, especialmente nos meses de junho e julho, quando as preamares de sizígia alcançam aproximadamente 1,55 m. Apesar da fraca correlação estatística, os dados de nível residual da maré mostram que ventos de sul tendem a elevar o nível do mar, enquanto ventos de norte diminuem o nível do mar. Há semelhança nos eventos episódicos de sobrelevação registrados nas duas campanhas, onde o nível residual pode atingir até 0,8 m acima da maré astronômica. Como os dados de nível residual foram obtidos em águas rasas, apresentam comportamentos fortemente influenciados pela geomorfologia do leito marinho e da linha de costa.

De forma geral, ondas extremas são provindas de sudeste, possuem alturas significativas de 1,9 m e 7,3 s de período de pico. A energia destes eventos está diretamente ligada à sua duração, que é em média 48 h. As maiores energias acumuladas remetem a eventos com aproximadamente 7 dias de duração e direção média de leste. Este comportamento condiz com a migração de frentes. A

ocorrência de ondas extremas é mais representativa entre os meses de maio e novembro, apresentando pico de energia em agosto e de quantidade de ondas extremas em setembro. Nos meses de julho e agosto as ondas são altamente energéticas, porém menos recorrentes. Em setembro a energia/duração se mantém alta e as ondas extremas ocorrem mais vezes, até reduzirem tanto energia quanto ocorrência no mês de outubro.

Modos climáticos e ondas extremas

A duração e quantidade de ondas extremas não apresenta correlação significativa com as fases do SAM. No entanto, a energia de ondas extremas sim e apresenta maiores valores durante a fase negativa do modo. A fase neutra do ENSO apresenta maiores valores de energia, duração e quantidade de ondas extremas, comparada às demais. Embora a fase negativa do SAM e neutra do ENSO ocorram duas vezes mais do que as demais, os valores comparados com as fases positivas do SAM e negativa do ENSO apresentam valores semelhantes.

As fases positivas de SAM e ENSO combinadas apresentam os menores valores de energia, duração e quantidade de ondas extremas dentre todas as análises. Apesar disto, a análise combinada dos modos climáticos mostra que durante a fase positiva do SAM o padrão de energia, duração e quantidade das ondas extremas é semelhante ao gerado pelas fases isoladas do ENSO. Por outro lado, as fases do ENSO parecem não exercer efeito sobre os parâmetros de ondas extremas quando combinadas com o SAM negativo, visto que os valores de energia, duração e quantidade são semelhantes.

5.2 – Particularidades do Litoral de Marataízes

Efeitos da morfologia de fundo sobre a energia de ondas

A fisiografia do leito marinho em Marataízes é bastante complexa e exerce forte influência na concentração das ortogonais de ondas e conseqüentemente na distribuição longitudinal de energia sobre a linha de costa. Dentre estas feições destacam-se o Banco do Siri ao sul, bancos submersos na porção norte e uma descontinuidade entre estes na região central do arco praiar.

No geral, ondas de tempo bom, vindas de leste, tem sua energia aumentada em aproximadamente 30% desde profundidade de 25 m até a isóbata de 5 m. Já as ondas de sudeste, com maior energia, apresentam aumento de 9% de sua energia distribuído ao longo de toda costa. O aumento da energia das ondas ocorre com mais intensidade na porção central do arco praiar estudado, em frente a descontinuidade dos bancos submersos. A porção norte do arco praiar encontra-se relativamente protegida da entrada de ondas, visto que a energia destas tende a se dissipar ao longo da região submersa.

Variabilidade dos perfis de praia e resposta à eventos extremos

Os perfis de praia da região central apresentam maior variabilidade de sua altura e volume sedimentar, em resposta às maiores trocas sedimentares possibilitadas pela energia de ondas incidentes. O monitoramento dos perfis indica também que dois perfis apresentam redução de altura e/ou volume sedimentar. Este comportamento pode estar intimamente ligado com o aumento da energia das ondas de tempo bom, caracterizando uma tendência de redução pouco intensa, porém crônica dos perfis de praia. Os demais perfis apresentam comportamento relativamente estável, especialmente o perfil localizado entre obras de contenção e com maiores alturas de barreira e volume sedimentar da praia emersa.

Sob condições de evento extremo, os perfis apresentam variabilidades dentro do normal monitorado previamente sob diferentes condições. O evento analisado apresenta dois picos de energia de ondas, porém com direções opostas. Logo, é possível que os reais efeitos sobre os perfis de praia possam ter sido mascarados pela inversão da corrente longitudinal durante a ocorrência destes picos energéticos. O perfil mais impactado pelo evento extremo se encontra ao sul do arco praial. De acordo com a modelagem de correntes geradas por ondas, este é um ponto de forte hidrodinâmica em ambos picos energéticos, independente da direção de ondas. Além disso, as correntes mostram um padrão de transporte sedimentar para *offshore* neste ponto, associado a vórtices gerados pela interação com o leito marinho.

5.3 – Conclusão

Foi verificada a hipótese de que a geomorfologia local da área de estudo representa um controle mais relevante da energia de ondas do que o padrão regional de ondas. Visto que o processo de dissipação energética de ondas sobre a plataforma interna e antepraia ocorre de forma diferenciada para cada direção de incidência. Este controle reflete na variabilidade dos perfis de praia, indicando concordância com a distribuição energética de ondas ao longo do litoral estudado.

A presente tese se destaca por abordar de maneira multiescalar a variabilidade da energia de ondas e a resposta da linha de costa. Além disso, demonstra a importância da análise da influência simultânea de diferentes modos climáticos sobre ondas extremas. Por fim, propõe uma nova metodologia para classificação do litoral, baseada no grau de exposição à energia de ondas sob influência da geomorfologia local e na resposta de perfis de praia.

É preciso salientar que hipótese científica investigada nesta tese necessita de continuação de estudos futuros, principalmente no que tange a análise e correlação de dados de nível do mar e atmosféricos em maior escala temporal, monitoramento da variabilidade batimétrica em águas rasas e associação do clima de ondas extremas com outros modos de variabilidade climática.

6 – Referências

- ALBINO, J.; PAIVA, D. S. & MACHADO, G. M. (2001). Geomorfologia, tipologia, vulnerabilidade erosiva e ocupação urbana das praias do litoral do Espírito Santo, Brasil. *Geografares*, Vitória, n.2, p.63-69, jun.
- ALBINO, J.; GIRARDI, G. & NASCIMENTO, K. A. (2006a). Espírito Santo. In: Muehe, Dieter (org.). *Erosão e progradação do litoral brasileiro*. Brasília: MMA, p. 227-264.
- ALBINO, J.; PASOLINI, A.; MOURA, M. G. SARDENBERG, E. R.; COELHO, B. A. (2006b). Erosão e estado morfodinâmico da praia central de Marataízes, sul do Espírito Santo. VI Simpósio Nacional de Geomorfologia. Geomorfologia Tropical e Subtropical: processos, métodos e técnicas. Goiânia.
- ALBINO, J., NETO, N. C., & OLIVEIRA, T. C. A. (2016a). The Beaches of Espírito Santo. In: Short, A. D., & Klein, A. H. D. F. (Ed.). *Brazilian beach systems*. Springer, p. 333-361.
- ALBINO, J., JIMÉNEZ, J. A., & OLIVEIRA, T. C. (2016b). Planform and mobility in the Meaípe-Maimbá embayed beach on the South East coast of Brazil. *Geomorphology*, 253: 110-122.
- ANDRADE, K. (2009). Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul. 2007. 187p. Dissertação de Mestrado em Meteorologia – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- ANTAQ. 2009. Subsídios técnicos para identificação de áreas destinadas à instalação de portos organizados ou autorização de terminais de uso privativo em apoio ao plano geral de outorgas. Relatório Final, Tomo 1. Maio/2019. Revisão 01.
- ARAGÃO, J.O.R. (1998) - O Impacto do ENSO e do Dipolo do Atlântico no Nordeste do Brasil. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 27(3):839-844. DOI: 10.1590/S1415-43662009000400014
- BEU, C. M. L., & AMBRIZZI, T. (2006). Variabilidade interanual e intersazonal de frequência de ciclones no Hemisfério Sul. *Rev. Bras. Meteorol*, 21, 44-55.
- BOOIJ, N.; RIS, R. C.; HOTHUIJSEN, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions, Part I: Model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, v.104, n. C4, pp. 7649-7666.
- BULHÕES, E. M. R., FERNANDEZ, G. B., DE OLIVEIRA FILHO, S. R., PEREIRA, T. G., & DA ROCHA, T. B. (2014). Impactos costeiros induzidos por ondas de tempestade entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, Rio de Janeiro, Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 5(2): 155-165.
- BULHÕES, E. Erosão costeira e soluções para a defesa do litoral. (2020). In: MUEHE, D.; LINS-DE-BARROS, F. M.; PINHEIRO, L. (orgs.) *Geografia Marinha oceanos e costas na perspectiva de geógrafos*. Rio de Janeiro: PGGM, 2020. p. 655-600. ISBN 978-65-5251-0-0
- BURVINGT, O., MASSELINK, G., RUSSELL, P., SCOTT, T. (2017). Classification of beach response to extreme storms. *Geomorphology* 295, 722–737. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.07.016>.
- CARDOZO, A. B., CUSTÓDIO, I. S., REBOITA, M. S., & GARCIA, S. R. (2015). Climatologia de frentes frias na América do Sul e sua relação com o modo anular sul. *Revista Brasileira de Climatologia*, 17.
- CARLSON, T. N. (1991), *Mid-Latitude Weather Systems*, 507 pp., Am.Meteorol. Soc., Boston, Mass.
- CASTELLE, B., BUJAN, S., FERREIRA, S., & DODET, G. (2017). Foredune morphological changes and beach recovery from the extreme 2013/2014 winter at a high-energy sandy coast. *Marine Geology*, 385, 41-55.
- CAVALCANTI, I. F. A., & KOUSKY, V. E. (2009). Frentes frias sobre o Brasil. *Tempo e clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 135-47.
- CENTRO DE HIDROGRAFIA DA MARINHA (CHM). (2021). Nota à imprensa. 25 de setembro de 2021. Disponível em: <https://www.marinha.mil.br/dhn/?q=es/node/1633>. Acesso em 30 de outubro de 2021.
- CHANG, E. K., LEE, S., & SWANSON, K. L. (2002). Storm track dynamics. *Journal of climate*, 15(16), 2163-2183.

- COWELL, P. J., & THOM, B. G. (1994). *Morphodynamics of coastal evolution* (pp. 33-86). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- CRESPO, A. A. (1991). *Estatística*. Saraiva Educação, São Paulo, 224p.
- DA SILVA, A. L. C., GRALATO, J. D. C. A., BRUM, T. C. F., SILVESTRE, C. P., DA SILVA BAPTISTA, É. C., & PINHEIRO, A. B. (2020). Dinâmica de praia e susceptibilidade às ondas de tempestades no litoral da ilha grande (ANGRA DOS REIS-RJ). *Journal of Human and Environment of Tropical Bays*, 1: 9-44.
- DA SILVEIRA PEREIRA, N. E., & KLUMB-OLIVEIRA, L. A. (2015). 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-Journal of Integrated Coastal Zone Management*, 15(3), 353-370.
- D'ALESSANDRO, F., TOMASICCHIO, G. R., FREGA, F., LEONE, E., FRANCONI, A., PANTUSA, D., ... & FOTI, G. (2022). Beach–Dune System Morphodynamics. *Journal of Marine Science and Engineering*, 10(5), 627.
- DE ALMEIDA, L. R., AMARO, V. E., MARCELINO, A. M. T., & SCUDELARI, A. C. (2015). Avaliação do clima de ondas da praia de Ponta Negra (RN, Brasil) através do uso do SMC-Brasil e sua contribuição à gestão costeira. *Revista de Gestão Costeira Integrada*, 15(2): 135-151.
- DE MATOS, M. F. A., AMARO, V. E., FORTES, C. J., & SCUDELARI, A. C. (2014). Interação entre ondas oceânicas e fundo marinho: resultados na plataforma continental setentrional do Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 15(3): 371-391.
- DE SOUZA, T. A., BULHÕES, E., & DA SILVA AMORIM, I. B. (2016). Ondas de tempestade na costa Norte Fluminense. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 6(2): 10-17.
- DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). CENTRO DE HIDROGRAFIA DA MARINHA. (2021). *Banco nacional de dados oceanográficos. Previsões de maré*. Disponível em: <http://www.mar.mil.br>. Acesso em: 07 jan. 2021.
- DIAS, J.M.A. (2007). Sobreelevação do nível do mar de índole meteorológica. Associação Portuguesa dos Recursos Hídricos, Glossário sobre as zonas costeiras. *Revista de Gestão Costeira Integrada*.
- DISSANAYAKE, P. M. P. K., BROWN, J., & KARUNARATHNA, H. (2015). Impacts of storm chronology on the morphological changes of the Formby beach and dune system, UK. *Natural Hazards and Earth System Science*, 15(7), 1533-1543.
- DODET, G., CASTELLE, B., MASSELINK, G., SCOTT, T., DAVIDSON, M., FLOCH, F., ... & SUANEZ, S. (2019). Beach recovery from extreme storm activity during the 2013–14 winter along the Atlantic coast of Europe. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(1): 393-401.
- DOS SANTOS¹, E. C., & BONETTI, J. (2021). Sistemas atmosféricos associados a eventos de inundação costeira na Enseada de Tijucas-Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 14(05), 2534-2549.
- DURÁN, R., GUILLÉN, J., RUIZ, A., JIMÉNEZ, J. A., & SAGRISTÀ, E. (2016). Morphological changes, beach inundation and overwash caused by an extreme storm on a low-lying embayed beach bounded by a dune system (NW Mediterranean). *Geomorphology*, 274: 129-142.
- EARLIE, C., MASSELINK, G., & RUSSELL, P. (2018). The role of beach morphology on coastal cliff erosion under extreme waves. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(6), 1213-1228.
- EGUCHI, B. M. M., & ALBINO, J. (2018). Bluff retreat induced by wave action on a tropical beach, in Espírito Santo, Brazil. *Brazilian Journal of Geophysics*, 36(4): 569-580.
- EICHENTOPF, S., BALDOCK, T. E., CÁCERES, I., HURTHUR, D., KARUNARATHNA, H., POSTACCHINI, M., ... & ALSINA, J. M. (2019). Influence of storm sequencing and beach recovery on sediment transport and beach resilience (RESIST). In: PROCEEDINGS OF THE HYDRALAB+ JOINT USER MEETING, Bucharest, Romania, p. 21-25.
- FIGUEIREDO FILHO, D. B., & SILVA JUNIOR, J. A. (2009). Desvendando os Mistérios do Coeficiente de Correlação de Pearson (r). *Revista Política Hoje*, 18(1): 115-146.

- FILGUEIRAS, G. D. L., & ALBINO, J. (2020). Vulnerabilidade costeira a partir da abordagem multicritério: estudo de caso no litoral sul do Espírito Santo. *Revista do Departamento de Geografia*, 40: 78-93.
- FIRMINO, L. A. C., & BULHÕES, E. M. R. (2020). Aspectos das ondas oceânicas em áreas de erosão costeira. Litoral do Espírito Santo, Brasil. *Finisterra*, 55(113): 23-44.
- FOGT, R. L., & BROMWICH, D. H. (2006). Decadal variability of the ENSO teleconnection to the high-latitude South Pacific governed by coupling with the southern annular mode. *Journal of Climate*, 19(6), 979-997.
- GAN, M. A., & RAO, V. B. (1991). Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, 119(5), 1293-1302.
- GEORGE, E., LUNARDI, B., SMITH, A., LEHNER, J., WERNETTE, P., & HOUSER, C. (2021). Storm impact and recovery of a beach-dune system in Prince Edward Island. *Geomorphology*, 384:1-6.
- GILBERT, R.O. (1987). Statistical methods for environmental pollution monitoring. Van Nostrand Reinhold, New York
- GODOI, V. A., RIBEIRO, C. E. P., & TORRES JR, A. R. (2014). An overview of events of high sea waves at the mouth of Guanabara Bay Pan-American. *J Aquat Sci*, 9(2), 70-87.
- GODOI, V. A., BRYAN, K. R., & GORMAN, R. M. (2018). Storm wave clustering around New Zealand and its connection to climatic patterns. *International Journal of Climatology*, 38, e401-e417.
- GON, C. J., MACMAHAN, J. H., THORNTON, E. B., & DENNY, M. (2020). Wave dissipation by bottom friction on the inner shelf of a rocky shore. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(10): 1-16.
- GORNITZ, V. (1991). Global coastal hazards from future sea level rise. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 89(4), 379-398.
- GOTELLI, N. J., & ELLISON, A. M. (2016). Princípios de estatística em ecologia. Artmed Editora.
- GOZZO, L. F., DA ROCHA, R. P., REBOITA, M. S., & SUGAHARA, S. (2014). Subtropical cyclones over the southwestern South Atlantic: Climatological aspects and case study. *Journal of Climate*, 27(22), 8543-8562.
- HALLERMEIER, R. J. (1981). *Seaward limit of significant sand transport by waves: an annual zonation for seasonal profiles*. Coastal Engineering Research Center Fort Belvoir Va, 23p.
- HAMMER, Ø., HARPER, D. A., RYAN, P. D. (2001) - PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia electronica*, 4(1), 9.
- HAMMER, Ø. (2012). PAST PAleontological STatistics Version 2.17 Reference Manual. *Natural History Museum, university of oslo*, 229.
- HENDON, H. H., THOMPSON, D. W., & WHEELER, M. C. (2007). Australian rainfall and surface temperature variations associated with the Southern Hemisphere annular mode. *Journal of Climate*, 20(11), 2452-2467.
- HERSBACH, H., BELL, B., BERRISFORD, P., BIAVATI, G., HORÁNYI, A., MUÑOZ SABATER, J., NICOLAS, J., PEUBEY, C., RADU, R., ROZUM, I., SCHEPERS, D., SIMMONS, A., SOCI, C., DEE, D., & THÉPAUT, J.N. (2018): ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present. In: COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE (C3S) CLIMATE DATA STORE (CDS). Disponível em: <https://cds.climate.copernicus.eu>. Acesso em: 30 de outubro de 2021.
- HOLTHUIJSEN, L. H. (2007). Linear wave theory (oceanic waters). In: Holthuijsen, L. H. (Ed.). *Waves in oceanic and coastal waters*. Cambridge University press, p. 106-142.
- HUANG, B., THORNE, P. W., BANZON, V. F., BOYER, T., CHEPURIN, G., LAWRIMORE, J. H., MENNE, M. J., SMITH, T. M., VOSE, R. S. & ZHANG, H. M. (2017). Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5): upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*, 30(20), 8179-8205.
- INNOCENTINI, V., ARANTES, F. O., & PRADO, S. C. C. (2003). Modelo de ondas aplicado ao caso 5-8 de maio de 2001. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 18(01), 97-104.

- JACKSON, D.W.T. & COOPER, J.A.G. (2009). Geological control on beach form: accommodation space and contemporary dynamics. *Journal of Coastal Research*, (56). 69–72.
- JACKSON, D., & SHORT, A. (2020). *Sandy beach morphodynamics*. Elsevier.
- JAY, K. R., HACKER, S. D., HOVENGA, P. A., MOORE, L. J., & RUGGIERO, P. (2022). Sand supply and dune grass species density affect foredune shape along the US Central Atlantic Coast. *Ecosphere*, 13(10), e4256.
- KIRBY, J. T., & DALRYMPLE, R. A. (1983). A parabolic equation for the combined refraction–diffraction of Stokes waves by mildly varying topography. *Journal of Fluid Mechanics*, 136, 453-466.
- KOMAR, P. D. (1998). *Beach processes and sedimentation*. Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall, 544p.
- KOUSKY, V. E., KAGANO, M. T., & CAVALCANTI, I. F. (1984). A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus A*, 36(5), 490-504.
- L'HEUREUX, M. L., & THOMPSON, D. W. (2006). Observed relationships between the El Niño–Southern Oscillation and the extratropical zonal-mean circulation. *Journal of Climate*, 19(2), 276-287.
- LARKIN, N.K. & HARRISON, D.E. (2005) - On the definition of El Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies. *Geophysical Research Letters*, 31(L12705):1-4. DOI: 10.1029/2005GL022738.
- LATORRACA, J. V. D. F., COSTA, P. J. S., RODRIGUES, V. M., MODESTO, R. C., SALES, R. E. D. S., CAMELO-SILVA, C., ... & MILANI, I. C. B. (2021). INFLUÊNCIA DE OBRAS DE PROTEÇÃO COSTEIRA NO CONTROLE DE EROSÃO NA PRAIA CENTRAL DE MARATAÍZES (ES). *RECURSOS HÍDRICOS: GESTÃO, PLANEJAMENTO E TÉCNICAS EM PESQUISA*, 1(1), 140-149.
- LI, C. Y., SHIH, R. S., & WENG, W. K. (2020). Investigation of Ocean-Wave-Focusing Characteristics Induced by a Submerged Crescent-Shaped Plate for Long-Crested Waves. *Water*, 12(2): 1-17.
- LINS-DE-BARROS, F. M., KLUMB-OLIVEIRA, L., & LIMA, R. D. F. (2018). Avaliação histórica da ocorrência de ressacas marinhas e danos associados entre os anos de 1979 e 2013 no litoral do estado do Rio de Janeiro (Brasil). *Revista de Gestão Costeira Integrada*, 18(2): 85-102.
- LOPES, J. R. F., & SILVA, D. D. (2013). Aplicação do teste de Mann-Kendall para análise de tendência pluviométrica no estado do Ceará. *Revista de Geografia (Recife)*, 30(3), 192-208.
- LORENZ, D. J., & HARTMANN, D. L. (2001). Eddy–zonal flow feedback in the Southern Hemisphere. *Journal of the atmospheric sciences*, 58(21), 3312-3327.
- LÜBBECKE, J. F., BURLS, N. J., REASON, C. J., & MCPHADEN, M. J. (2014). Variability in the South Atlantic anticyclone and the Atlantic Niño mode. *Journal of Climate*, 27(21): 8135-8150.
- MARCELINO, A. M. T., PINHEIRO, L. R. D. S. G., & COSTA, J. R. S. (2018). Planejamento participativo para a gestão da orla marítima de Galinhos/RN, nordeste brasileiro, com apoio de sensores remotos e modelagem costeira. *Desenvolvimento e Meio Ambiente*, 44: 119-139.
- MARSHALL, A. G., HUDSON, D., WHEELER, M. C., HENDON, H. H., & ALVES, O. (2012). Simulation and prediction of the Southern Annular Mode and its influence on Australian intra-seasonal climate in POAMA. *Climate dynamics*, 38(11-12), 2483-2502.
- MARSHALL, A. G., HEMER, M. A., HENDON, H. H., & MCINNES, K. L. (2018). Southern annular mode impacts on global ocean surface waves. *Ocean Modelling*, 129, 58-74.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; ARCANJO, J.D. (1996). Coastal Quaternary formations of the southern part of the State of Espírito Santo (Brazil). *In: ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS. Anais...* São Paulo, v. 68, n 3, p. 389-404.
- MARONE, E.; CAMARGO, R. (1994). Marés Meteorológicas no Litoral do Estado do Paraná: O Evento de 18 de Agosto de 1993. *Nerítica*. Ed. UFPR. Curitiba, Paraná, Brasil. V. 8, p. 73 – 85.

- MASSELINK, G., SCOTT, T.I.M., CONLEY, D., DAVIDSON, M., RUSSELL, P. (2015). Regional variability in Atlantic storm response along the southwest coast of England. *Coastal Sediments 2015*. World Scientific. https://doi.org/10.1142/9789814689977_0260.
- MASSELINK, G., HUGHES, M., & KNIGHT, J. (2014). *Introduction to coastal processes and geomorphology*. Routledge.
- MELO FILHO., E. (2017). Maré Meteorológica na Costa Brasileira, Tese Professor Titular, Escola de Engenharia, Universidade Federal de Rio Grande, 328 p, Abril 2017.
- MENDOZA, E. T., & JIMÉNEZ, J. A. (2009). Regional vulnerability analysis of Catalan beaches to storms. In *Proceedings of the Institution of Civil Engineers-Maritime Engineering* (Vol. 162, No. 3, pp. 127-135). Thomas Telford Ltd.
- MUEHE, D. (2019). Pós-praia não deve ser traduzido como backshore—uma revisão da terminologia brasileira do sistema praia-antepraia. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 10(1/2).
- NIMER, E. (1989). Climatologia do brasil. *IBGE*.
- NOGUEIRA, I. C. M. (2015). *Caracterização do clima de ondas na baía do espírito santo através de modelagem numérica*. Rio de Janeiro, 128p. Dissertação de Mestrado em Engenharia Oceânica, Universidade Federal de Rio de Janeiro/COPPE.
- PADILLA-HERNÁNDEZ, R., & MONBALIU, J. (2001). Energy balance of wind waves as a function of the bottom friction formulation. *Coastal Engineering*, 43(2): 131-148.
- PARISE, C. K., CALLIARI, L. J., & KRUSCHE, N. (2009). Extreme storm surges in the south of Brazil: atmospheric conditions and shore erosion. *Brazilian Journal of Oceanography*, 57(3): 175-188.
- PEZZA, A. B., & AMBRIZZI, T. (2003). Variability of Southern Hemisphere cyclone and anticyclone behavior: Further analysis. *Journal of Climate*, 16(7), 1075-1083.
- PHYSICAL SCIECES DIVISION (PSD). Earth System Research Laboratory. National Oceanic and Atmospheric Administration. (2019). 20CR Climate Indices: Southern Annular Mode. Disponível em: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/20thC_Rean/timeseries/monthly/SAM/>. Acesso em 10 de novembro de 2019.
- PIANCA, C., MAZZINI, P. L. F., & SIEGLE, E. (2010). Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(1), 53-70.
- POATE, T., MASSELINK, G., AUSTIN, M. J., DICKSON, M., & MCCALL, R. (2018). The role of bed roughness in wave transformation across sloping rock shore platforms. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(1): 97-123
- PORTO CENTRAL, 2018. Disponível em: <<http://www.portocentral.com.br>>. Acesso em: 20 de maio de 2021.
- PREFEITURA DE MARATAÍZES. (2021). *Aspectos gerais sobre o município*. Disponível em: <Marataízes.gov.br>. Acesso em: 15 jan. 2021.
- RAAIJMAKERS, R., KRYWKOW, J. & VAN DER VEEN, A. (2008). Flood risk perceptions and spatial multi-criteria analysis: an exploratory research for hazard mitigation. *Natural Hazards* 46: 307–322.
- RAHMSTORF, S. (2017). Rising hazard of storm-surge flooding. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(45), 11806-11808.
- RAMIERI, E., HARTLEY, A., BARBANTI, A., SANTOS, F. D., GOMES, A., HILDEN, M., ... & SANTINI, M. (2011). Methods for assessing coastal vulnerability to climate change. *ETC CCA technical paper*, 1(2011), 1-93.
- RAO, V. B., DO CARMO, A. M. C., & FRANCHITO, S. H. (2002). Seasonal variations in the Southern Hemisphere storm tracks and associated wave propagation. *Journal of the atmospheric sciences*, 59(6), 1029-1040.

- REBOITA, M. S., ROCHA, R. D., & AMBRIZZI, T. (2005). Climatologia de ciclones sobre o Atlântico Sul utilizando métodos objetivos na detecção destes sistemas. In: CONGRESSO ARGENTINO DE METEOROLOGIA, 9, 2005, Buenos Aires. *Anais...* Buenos Aires: CONGREGMET, 2005.
- REBOITA, M. S., & AMBRIZZI, T. (2006). Monitoramento dos Ciclones Extratropicais no Hemisfério Sul. In *Congresso Brasileiro de Meteorologia* (Vol. 14).
- REBOITA, M. S., AMBRIZZI, T., & ROCHA, R. P. D. (2009). Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 24(1), 48-55.
- REBOITA, M. S., DA ROCHA, R. P., AMBRIZZI, T., & GOUVEIA, C. D. (2014). Trend and teleconnection patterns in the climatology of extratropical cyclones over the Southern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 45(7-8), 1929-1944.
- REGUERO, B. G., MENÉNDEZ, M., MÉNDEZ, F. J., MÍNGUEZ, R., & LOSADA, I. J. (2012). A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards. *Coastal Engineering*, 65, 38-55.
- ROBIN, N., BILLY, J., CASTELLE, B., HESP, P., LAPORTE-FAURET, Q., LERMA, A. N., ... & MICHALET, R. (2020). Beach-dune Recovery from the Extreme 2013-2014 Storms Erosion at Truc Vert Beach, Southwest France: New Insights from Ground-penetrating Radar. *Journal of Coastal Research*, 95: 588-592.
- RODRÍGUEZ, M. G., NICOLODI, J. L., GUTIÉRREZ, O. Q., LOSADA, V. C., & HERMOSA, A. E. (2016). Brazilian coastal processes: wind, wave climate and sea level. In: Short, A. D., & Klein, A. H. D. F. (Ed.). *Brazilian beach systems*. Springer, p. 37-66.
- RUDORFF, F.D.M., BONETTI FILHO, J., MORENO, D.A., OLIVEIRA, C.A.F., MURARA, P.G. (2014). Maré de tempestade. Capítulo 12. In: Herrmann, Maria Lúcia de Paula (Org.). Atlas de desastres naturais do estado de Santa Catarina. Florianópolis, SC. SEADGED, 151-154.
- SALLENGER, A. H. (2000). Storm impact scale for Barrier Island. *Journal of Coastal Research*, 16: 890-895
- SATYAMURTY, P., & DE MATTOS, L. F. (1989). Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. *Monthly Weather Review*, 117(6), 1355-1364.
- SCOTT, T., MASSELINK, G., O'HARE, T., SAULTER, A., POATE, T., RUSSELL, P., DAVIDSON, M., CONLEY, D. (2016). The extreme 2013/2014 winter storms: beach recovery along the southwest coast of England. *Mar. Geol.* 382, 224–241. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.10.011>.
- SHORT, A. D. (1999). *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. London, John Wiley, 379p.
- SILVA, G. A. M., AMBRIZZI, T., & MARENGO, J. A. (2009). Observational evidences on the modulation of the South American Low-Level Jet east of the Andes according the ENSO variability. In *Annales geophysicae: atmospheres, hydrospheres and space sciences* (Vol. 27, No. 2, p. 645).
- SILVA, R. A.; SILVA, V. P. R; CAVALCANTI, E. P.; SANTOS, D. N. (2010). Estudo da variabilidade da radiação solar no Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 14, n.5, p. 501-509.
- SILVA, I. R., GUIMARÃES, J. K., BITTENCOURT, A. C., RODRIGUES, T. K., & AN, G. F. (2017). Avaliação da dinâmica litorânea da região de Baixo/Barra do Itariri, litoral norte do Estado da Bahia, utilizando o Sistema de Modelagem Costeira (SMC-Brasil). *Pesquisas em Geociências*, 44(2): 221-234.
- SIMMONDS, I., KEAY, K., & LIM, E. P. (2003). Synoptic activity in the seas around Antarctica. *Monthly Weather Review*, 131(2), 272-288.
- SOUZA, B. S., & ALBINO, J. (2020). Development and morphodynamics of beaches on horizontal shore platforms on the microtidal southeast coast of Brazil. *Geomorphology*, 363, 107232.
- SOLMAN, S. A., & MENÉNDEZ, C. G. (2002). ENSO-related variability of the Southern Hemisphere winter storm track over the eastern Pacific–Atlantic sector. *Journal of the atmospheric sciences*, 59(13), 2128-2141.
- SUN, X., COOK, K. H., & VIZY, E. K. (2017). The South Atlantic subtropical high: climatology and interannual variability. *Journal of Climate*, 30(9): 3279-3296.

- TABORDA, R. & DIAS, J.M.A. (1992). Análise da sobrelevação do nível do mar de origem meteorológica durante os temporais de Fevereiro/Março de 1978 e Dezembro de 1981. *Geonovas* 1, 89-97.
- THOMPSON, D. W., & WALLACE, J. M. (2000). Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of climate*, 13(5), 1000-1016.
- TROMBETTA, T. B., OLEINIK, P. H., LOPES, B. V., GUIMARÃES, R. C., MARQUES, W. C., & ISOLDI, L. A. (2018). Atenuação da Energia das Ondas sobre uma Rampa que atua como Estrutura de Proteção Costeira na Plataforma Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 11(4): 1303-1320.
- TRUCCOLO, E.C. (1998). Maré Meteorológica e Forçantes Atmosféricas Locais em São Francisco do Sul - SC. Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina, SC, Brasil.
- TSAY, T. K., & LIU, P. L. F. (1982). Numerical solution of water-wave refraction and diffraction problems in the parabolic approximation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C10), 7932-7940.
- VEDANA, J., DO CANTO, M. P., & SCHVAMBACH, A. (2021). Relação da intensidade e direção do vento com a maré meteorológica. *Metodologias e Aprendizado*, 4, 73-81.
- VENEGAS, S. A., MYSAK, L. A., & STRAUB, D. N. (1997). Atmosphere–ocean coupled variability in the South Atlantic. *Journal of Climate*, 10(11), 2904-2920.
- VERA, C. S., P. K. VIGLIAROLO, AND E. H. BERBERY (2002), Cold season synoptic- scale waves over subtropical South America, *Mon. Weather Rev.*, 130, 684–699.
- VIAVATTENE, C., JIMINEZ, J., OWEN, D., PRIEST, S. J., PARKER, D. J., MICOU, P., & LY, S. (2015). *Coastal risk assessment framework guidance document*. London, Middlesex University, 156p. (Project Report).
- WUNSCH, C. & STAMMER, D. (1997). Atmospheric Loading and the Oceanic “Inverted Barometer” Effect. *Reviews of Geophysics*, V. 35 (1), p. 79-107.
- YOU, Z. J., & LORD, D. (2008). Influence of the El Niño–Southern Oscillation on NSW Coastal Storm Severity. *Journal of Coastal Research*, 24(sp2), 203-207.
- ZAR, J. H. (1996). *Biostatistical analysis*, 3rd ed. Prentice Hall International. London.