

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
BACHARELADO EM CIÊNCIAS BIOLÓGICAS - ÊNFASE EM BIOLOGIA MARINHA E
COSTEIRA

MANUELA TÁVORA

ESTUDO MORFODINÂMICO DE ALTA RESOLUÇÃO DE UM SISTEMA PRAIA-DUNA
NO LITORAL NORTE DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL

IMBÉ
2024

MANUELA TÁVORA

**ESTUDO MORFODINÂMICO DE ALTA RESOLUÇÃO DE UM SISTEMA PRAIA-DUNA
NO LITORAL NORTE DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL**

Monografia apresentada como requisito parcial para
obtenção do título de Bacharel em Ciências
Biológicas: ênfase em Biologia Marinha e Costeira
pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Orientador: Dr. Felipe Caron

IMBÉ

2024

CIP - Catalogação na Publicação

Távora, Manuela

ESTUDO MORFODINÂMICO DE ALTA RESOLUÇÃO DE UM SISTEMA PRAIA-DUNA NO LITORAL NORTE DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL / Manuela Távora. -- 2024.

67 f.

Orientador: Felipe Caron.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Biociências, Curso de Ciências Biológicas: Biologia Marinha e Costeira, Porto Alegre, BR-RS, 2024.

1. Morfodinâmica. 2. Erosão costeira. 3. Morfologia costeira. 4. Structure from Motion - Multi-View Stereo. 5. Mobilidade sedimentar. I. Caron, Felipe, orient. II. Título.

MANUELA TÁVORA

**ESTUDO MORFODINÂMICO DE ALTA RESOLUÇÃO DE UM SISTEMA PRAIA-DUNA
NO LITORAL NORTE DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL**

Monografia apresentada como requisito parcial para
obtenção do título de Bacharel em Ciências
Biológicas: ênfase em Biologia Marinha e Costeira
pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Orientador: Felipe Caron

Aprovado em: 05 / 02 / 2024

BANCA EXAMINADORA

Elírio Ernestino Toldo Junior
Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS

Pedro de Souza Pereira
Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC

**IMBÉ
2024**

AGRADECIMENTOS

Ao longo da minha jornada na Bio Mar tive pessoas que foram luz na minha vida. Agora, encerro esse ciclo que foi preenchido com muito amor, apoio e carinho agradecendo a todos que estiveram comigo até aqui.

Agradeço, primeiramente, à minha família pelo apoio incondicional. À minha mãe Jeruza pela amizade e por estar presente comigo em todos os momentos mesmo que longe. Ao meu pai Alde pela energia e incentivo depositados em mim para que eu realizasse meus sonhos. À minha irmã Laura pela cumplicidade e por acreditar no meu potencial sempre. E à minha irmã Aurora que me trouxe alegria misturada com saudade todos os dias.

Agradeço também ao meu maior parceiro, Gabriel, que torceu por mim infinitamente e me manteve positiva mesmo quando parecia impossível. Obrigada por estar comigo para além do que eu mesmo imaginaria. Os dias de pesquisa foram muito melhores ao teu lado.

Agradeço do fundo do meu coração às minhas amigas. À Ana Paula que esteve comigo desde o começo e se tornou uma das pessoas mais importantes da minha vida. À Thauane por todo amor e apoio. À Sara e a Thaísa pela parceria, união, conexão e apoio incondicional todos os dias. Às minhas amigas Naila e Luiza que me trouxeram felicidade, inspiração e amor. Sem vocês todas, nada seria tão bom como foi.

Obrigada também aos pesquisadores Felipe Guadagnin e Claus Toledo que foram verdadeiros mestres me ensinando e auxiliando ao longo da minha pesquisa.

Encerro esse texto demonstrando a minha imensa gratidão ao meu amigo e orientador Felipe Caron que esteve comigo enquanto eu descobria as ondas e a praia. Esse trabalho não seria possível sem ti. Muito obrigada pelo incessante incentivo e por acreditar em mim desde que começamos a trabalhar juntos. Fazer pesquisa com alguém que nos inspira é transformador!

Viva a educação pública de qualidade. Viva a Biologia Marinha do CECLIMAR.

“Que possamos ser como as ondas do mar que fazem de cada recuo um impulso para ir mais adiante.”

- Manuel Bandeira

RESUMO

As características de estabilidade, sedimentação e erosão de uma praia são influenciadas pelo estado morfodinâmico resultante da interação entre ondas, marés, correntes e topografia. Fatores como *storm surges* devido a tempestades extratropicais desempenham um papel crucial na transferência de energia atmosférica para o oceano, gerando ondas intensas que, quando combinadas com marés meteorológicas, podem erodir rapidamente o perfil praial, modificando a paisagem. Durante o estudo, foram analisadas as condições energéticas de ondas durante 16 meses em um segmento costeiro em Imbé, no Rio Grande do Sul. Foram também analisados os processos de erosão e deposição sedimentar na face da praia e das dunas, considerando o impacto de fenômenos mais energéticos na morfologia do sistema praia-duna. Para isso foi adotado o uso combinado de orthomosaicos de alta definição e modelos digitais de superfície, a observações visuais de parâmetros hidrodinâmicos validados através de modelos numéricos de previsão meteoceanográfica. O estudo revelou que as alturas médias das ondas variaram entre 1,54 m (método *Sea Sentinels*) e 1,82 m (conjunto de reanálises do ERA5), com períodos médios de 9,81 s e 7,61 s, respectivamente. Houve subestimação nas alturas e superestimação nos períodos medidos na zona de arrebenção em comparação com as reanálises do ERA5. A fricção e perda de energia ao longo da propagação foram atribuídas a esse fenômeno. O estado morfodinâmico da praia foi dissipativo, com variações na largura da praia correspondendo às mudanças sazonais de energia das ondas. A aplicação do método SfM-MVS permitiu obter imagens com resoluções e erros menores de 5 cm, destacando a mobilidade do sistema praia-duna e permitindo monitorar períodos de erosão e deposição. O regime de ventos mostrou-se crucial para as modificações no sistema praia-duna, com variações cíclicas ao longo das estações e significativo impacto na primavera, possivelmente relacionado às condições anômalas causadas pelo *El Niño*. Os MDS indicaram variações médias entre -0,25 e +0,25 m com perdas locais de -1,25 m e somas de até 2 m de altura. A mobilidade sedimentar deste sistema foi proporcional às variações energéticas causadas por eventos de vento e ondas, revelando a complexidade dos processos costeiros e os ajustes morfológicos do sistema estudado.

Palavras-chave: Erosão costeira, Structure from Motion - Multi-View Stereo, Morfologia costeira.

ABSTRACT

The characteristics of stability, sedimentation, and erosion of a beach are influenced by the morphodynamic state, resulting from the interaction between waves, tides, currents, and topography. Factors such as storm surges due to extratropical storms play a crucial role in transferring atmospheric energy to the ocean, generating intense waves that, when combined with meteorological tides, can rapidly erode the shoreline profile, altering the landscape and increasing coastal risks. During the study, wave energy conditions were analyzed over 16 months in a coastal segment in Imbé, Rio Grande do Sul. Processes of erosion and sediment deposition on the beach and dunes were also examined, considering the impact of more energetic phenomena on the morphology of the beach-dune system. This involved the combined use of high-definition orthomosaics and digital surface models, visual observations of hydrodynamic parameters validated through numerical models of meteorological-oceanographic forecasting. The study revealed that the average wave heights varied between 1.54 m (*Sea Sentinels* method) and 1.82 m (ERA5 reanalysis set), with average periods of 9.81 s and 7.61 s, respectively. There was underestimation of heights and overestimation of periods measured in the surf zone compared to ERA5 reanalyses. Friction and energy loss along the propagation were attributed to this phenomenon. The morphodynamic state of the beach was dissipative, with variations in beach width corresponding to seasonal changes in wave energy. The application of the SfM-MVS method allowed obtaining images with resolutions and errors less than 5 cm, highlighting the mobility of the beach-dune system and enabling the monitoring of erosion and deposition periods. The wind regime proved crucial for modifications in the beach-dune system, with cyclic variations throughout the seasons and significant impact in spring, possibly related to anomalous conditions caused by El Niño. The MDSs indicated average variations between -0.25 and +0.25 m, with local losses of -1.25 m and sums of up to 2 m in height. The sediment mobility of this system was proportional to the energy variations caused by wind and wave events, revealing the complexity of coastal processes and the morphological adjustments of the studied system.

Keywords: Coastal erosion, Structure from Motion - Multi-View Stereo, Coastal morphology.

SUMÁRIO

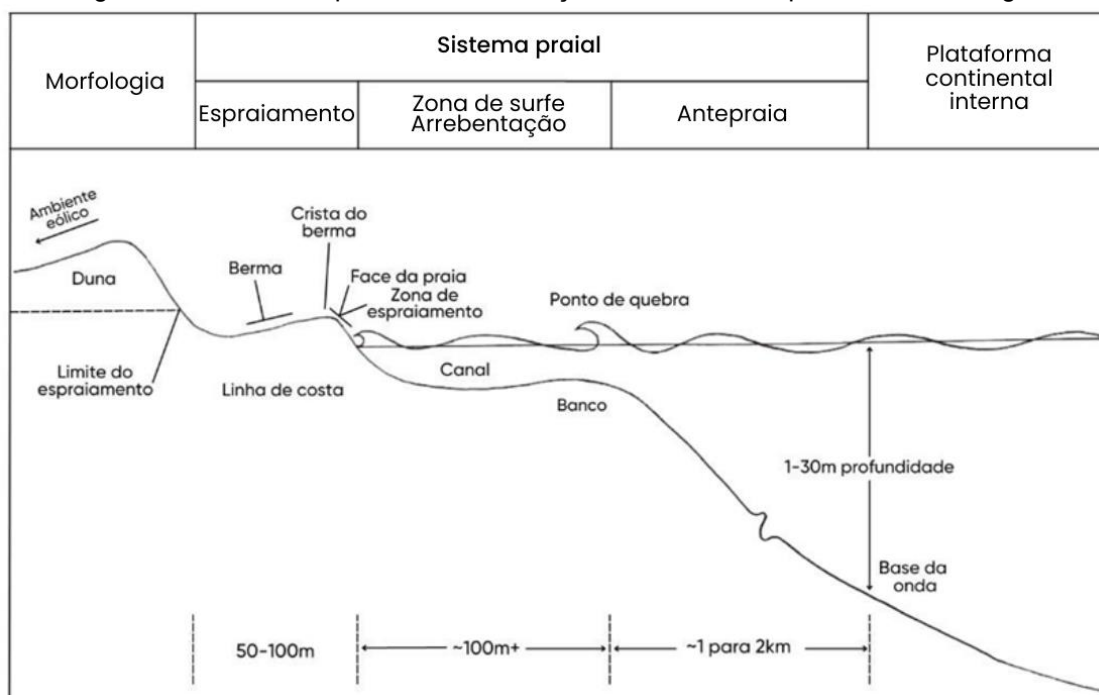
1. INTRODUÇÃO.....	8
2. OBJETIVOS	12
2.1 OBJETIVO GERAL.....	12
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	12
3. MATERIAIS E MÉTODOS	13
3.1 ÁREA DE ESTUDO	13
3.2 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO	14
3.3 ASPECTOS CLIMÁTICOS OCEANOGRÁFICOS	15
3.4 OBSERVAÇÕES VISUAIS DAS CONDIÇÕES DO MAR	16
3.5 ESTADO MORFODINÂMICO	17
3.6 FOTOGRAMETRIA DIGITAL	18
3.7 VALIDAÇÃO DE MODELOS.....	21
3.8 ANÁLISE DE DADOS	22
3.8.1 Produtos da fotogrametria.....	22
3.8.2 Dados oceanográficos	22
4. RESULTADOS.....	24
4.1 DADOS OCEANOGRÁFICOS.....	24
4.2 ESTADO MORFODINÂMICO	29
4.3 MORFOLOGIA DA PRAIA	30
4.4 FOTOGRAMETRIA	31
4.5 VARIAÇÕES DE ELEVAÇÃO	33
5. DISCUSSÃO.....	46
5.1 DADOS OCEANOGRÁFICOS.....	46
5.1.1 Ventos.....	46
5.1.2 Ondas	46
5.1.3 Morfologia	48
5.2 MORFODINÂMICA.....	50
5.3 VARIAÇÕES DE ALTURA	54
6. CONCLUSÃO.....	56
REFERÊNCIAS	58
ANEXOS.....	66

1. INTRODUÇÃO

As praias ocorrem ao longo de todas as costas com depósitos sedimentares que sofrem a ação de ondas e são consideradas como um dos sistemas físicos mais dinâmicos da superfície da Terra (SHORT, 1999). Os sistemas praias são encontrados em qualquer costa onde haja uma quantidade suficiente de sedimentos disponíveis para serem depositados acima do nível do mar pelas ondas (SHORT, 1999). A nível global, estima-se que as praias arenosas representam de 11% a 31% da extensão terrestre, o equivalente a cerca de 53.000 km (INMAN & NORDSTROM, 1971; SHORT, 1999; LUIJENDIJK *et al.*, 2018).

As praias podem ser definidas de diversas maneiras a partir de dois componentes essenciais: ondas e sedimentos (SHORT, 1999). Neste trabalho, adotamos o conceito relativo à nomenclatura proposto por Short (1999) (Fig. 1) que considera a praia como abrangendo a antepraia entre a base modal de ondas e a zona de arrebentação, a zona de arrebentação entre o ponto de quebra e a costa, e a zona de espraçamento entre a costa e o limite de espraçamento de ondas, juntamente com todas as ondas, marés e toda a morfologia superficial e subsuperficial produzida pela interação desses processos com o sedimento.

Figura 1. Desenho esquemático de definição de um sistema praias de alta energia.



Fonte: Autora, 2023. Modificada de Short, 1999.

Embora as praias sejam essencialmente formadas pela ação de ondas e sedimentos, elas também são influenciadas por uma variedade de parâmetros adicionais que são usadas para classificá-las, como altura de ondas, energia ou clima de ondas, faixa de marés, tamanhos dos sedimentos e impactos gerados pelo clima atmosférico (SHORT, 1999). A partir desses parâmetros, dependendo das condições ambientais locais, as praias podem ser classificadas como dissipativas, reflexivas ou intermediárias (WRIGHT & SHORT, 1984). Praias dissipativas possuem alta energia de ondas, normalmente deslizantes que dissipam energia, e correntes longitudinais fortes, estacionárias e persistentes, além de uma linha de costa relativamente retilínea; praias reflexivas apresentam baixa energia de ondas, correntes longitudinais lineares paralelamente e uma linha de costa com declividade relativamente alta; e praias intermediárias são marcadas pela alta energia de ondas e intensa circulação de correntes de retorno, sendo classificadas em quatro estágios distintos com base na variação, disposição e formação de bancos de areia submersos (SHORT & HESP, 1982; CALLIARI *et al.*, 2003; WRIGHT & SHORT, 1984). Cada tipo de praia apresentará características próprias de estabilidade, sedimentação e erosão, sendo todos esses aspectos fundamentais no estudo morfodinâmico dessas áreas costeiras (WRIGHT & SHORT, 1984).

O termo morfodinâmico foi introduzido na literatura costeira por Wright & Thom (1977). Eles o definiram como a interação mútua de ondas, marés e correntes com a topografia da praia, de modo que os processos de onda modificam a topografia, que por sua vez modificará as ondas e assim por diante. À medida que o estado da praia se altera, por exemplo, em resposta à variação na altura de ondas, ocorre uma mudança na assinatura dos processos hidrodinâmicos, permitindo a evolução de regimes morfodinâmicos (WRIGHT & SHORT, 1984).

Outros fatores também influenciarão o equilíbrio entre a forma da praia e como o sistema se movimenta, tais como as *storm surges* associadas às marés meteorológicas, causadas por tempestades extratropicais ou outros eventos extremos (BARLETTA & CALLIARI, 2002). As tempestades extratropicais são formadas na fronteira entre duas massas de ar: células polar e de Ferrel, em cada hemisfério (GARRISON, 2016). Elas são caracterizadas como imensas massas de ar com baixa pressão que rotacionam e que à medida que são torcidas no sentido horário no Hemisfério Sul ou anti-horário no Hemisfério Norte, se tornando um ciclone

(GARRISON, 2007). Os ciclones causados por tempestades extratropicais desempenham um papel significativo na transferência de energia da atmosfera para o oceano, resultando na geração de ondas de grande amplitude e no aumento do nível do mar (MACHADO *et al.*, 2010).

De acordo com o último relatório do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (2023), o aquecimento global causado pelo aumento do efeito estufa atmosférico tem resultado em um aumento de incidência de extremos climáticos. Essa consequência foi observada recentemente por Reis (2022) que mapeou sistemas ciclônicos de 1979 a 2020 e evidenciou uma tendência de aumento na frequência de ciclones no Hemisfério Sul, apontando que, desde 1999, tem-se o aumento de um ciclone a cada quatro anos.

No Rio Grande do Sul (RS) especificamente, Machado & Calliari (2016) já haviam observado um aumento na ocorrência de eventos extremos ao longo do litoral. Segundo os autores, no estado, os principais sistemas climáticos responsáveis por ventos intensos e grandes ondulações que resultam na subida do nível do mar são os ciclones extratropicais (87,1%), seguido pelos anticiclones (12,9%). A elevação máxima do nível da água acima do nível médio do mar e a erosão da praia estão associadas, respectivamente, com tempestades de inverno e verão (SHORT & KLEIN, 2016). No litoral do RS já foram registradas elevações de um 1,5 m (ALMEIDA *et al.*, 1997; Calliari *et al.*, 1998), 1,88 m (MACHADO & CALLIARI, 2016) e 1,9 m (PARISE *et al.*, 2009) acima do nível previsto da maré.

De acordo com Parise *et al.* (2009), essas elevações causam o deslocamento da linha de costa para o continente e a deposição de sedimentos em bancos na zona de arrebentação. Assim, nestes eventos, o estoque sedimentar se concentra na região submersa e não na costa. Nesse cenário, quando a alta energia de ondas é somada às marés meteorológicas, tem-se um empilhamento de ondas na face da praia que pode, em uma escala temporal de horas, erodir completamente um perfil de praia de seu estado máximo de acreção, modificando a paisagem e aumentando os riscos costeiros (MACHADO *et al.*, 2010).

A erosão costeira também desencadeia uma série de consequências, afetando não apenas as praias, mas também diversos ecossistemas naturais e bens de uso humano (SOUZA *et al.*, 2005; SOUZA, 2009). Essa problemática demanda significativos investimentos na recuperação de praias e reconstrução da orla marítima, abrangendo

propriedades públicas e privadas, além de diversos equipamentos urbanos e estruturas de lazer e saneamento (SOUZA, 2009).

Em março de 2004, por exemplo, a *National Oceanographic and Atmospheric Administration* (NOAA) registrou que o litoral norte do RS e o sul de Santa Catarina foram atingidos pelo ciclone Catarina, classificado como furacão um pela escala Saffir Simpson. A Defesa Civil dos dois estados apontou prejuízos materiais superiores a um bilhão de reais, além de 37 mil casas atingidas e nove mortes, sendo sete por naufrágios no mar.

Segundo Tabajara (2004), morfológicamente, o ciclone causou processos de erosão no espraiamento devido à elevação do mar e a inundação de ondas no perfil praiado do município de Torres, RS. Além disso, houve uma variação na forma e no volume das dunas causada pelo vento intenso que incidiu no litoral. Foi possível observar que houve também um rebaixamento das feições mais altas das dunas frontais, surgimento de deflação, soterramento da cobertura vegetal e migração das dunas no sentido do continente.

À vista disso, compreender as mudanças nos sistemas costeiros ao longo de vários períodos e episódios extremos é vital para o gerenciamento e proteção da linha de costa (CASTELLE *et al.*, 2018), assim como para o entendimento de como o sistema praiado se comporta em relação à mobilidade sedimentar e a sua capacidade de se recuperar depois de tempestades extratropicais. Nesse sentido, aplicações mais modernas têm sido abordadas em estudos sobre o uso de Aeronaves Remotamente Pilotadas (ARPs) em levantamentos fotogramétricos de áreas costeiras (TURNER *et al.*, 2016; CASELLA *et al.*, 2020) para entender como esses sistemas se comportam. Essa abordagem potencializa a eficácia de estudos, especialmente quando combinada a metodologias pioneiras de medições visuais, pois contribui para mitigar os riscos inerentes às atividades, para atuar de forma efetiva e aumentar tanto a quantidade quanto a precisão das informações.

Sob essa perspectiva, o presente trabalho buscou identificar as mudanças morfológicas de um sistema praia-duna de um segmento costeiro no RS, causadas pelas variações de energia de onda ao longo de 2022 e 2023 diante de fenômenos meteorológicos. Para isso, será adotado o uso combinado de ortomosaicos de alta definição e modelos digitais de superfície, a observações visuais de parâmetros

hidrodinâmicos validados através de modelos numéricos de previsão meteoceanográfica para um período de 16 meses.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo deste trabalho é avaliar, em alta resolução, a mobilidade do sistema praia-duna frente às condicionantes dinâmicas de um segmento costeiro da Praia de Imbé, no Rio Grande do Sul, entre julho de 2022 e novembro de 2023.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Analisar as condições energéticas de onda ao longo do período estudado.

Avaliar a erosão e deposição dos sedimentos na face da praia e das dunas.

Avaliar o efeito de fenômenos mais energéticos sob a morfologia do sistema praia-duna.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na planície costeira do RS, especificamente no litoral do município de Imbé que se desenvolve a NE do *inlet* da laguna de Tramandaí (Fig. 2). O segmento costeiro selecionado cobre uma área de 0.0964 km². Inicia a SO a partir de uma zona que não apresenta dunas, apenas um muro de contenção junto a um calçadão, e se estende por 600 m com um sistema composto por dunas frontais parcialmente cobertas por vegetação, que chegam a atingir 13 m de altura. Em alguns locais, apresentam trechos em erosão causada por ondas de tempestade e ações antrópicas (HESP, 1999; TABAJARA *et al.*, 2013).

Figura 2. Mapa da área de estudo com destaque em amarelo ao trecho correspondente a área a ser estudada.



Fonte: Autora, 2023.

3.2 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está posicionada na margem continental sul-brasileira, do tipo-rift, formada pela segmentação do supercontinente de Gondwana e desenvolvimento do Oceano Atlântico Sul, durante o Cretáceo Inferior (STICA *et al.*, 2014; DILLENBURG *et al.*, 2017). Essa margem continental faz parte da Bacia de Pelotas, uma bacia marginal delimitada pelas elevações a oeste, constituídas por rochas Pré-cambrianas, e a nordeste pelo Cabo de Santa Marta, indo até La Coronilla no Uruguai. A plataforma continental do Rio Grande do Sul possui larguras superiores a 100 km, com aproximadamente 150 m de profundidade e inclinações que variam de 0,03° a 0,08° (DILLENBURG *et al.*, 2000).

A porção emersa da Bacia de Pelotas, representada pela Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS), registrou contínuos ciclos glacio-eustáticos do Nível Relativo do Mar (NRM) no Quaternário (TOMAZELLI & VILLWOCK, 1992). Essa região é caracterizada por sistemas de leques aluviais na extremidade oeste e pela sobreposição de quatro sistemas laguna-barreira (I, II e III - pleistocênicos, e IV - holocênico) que se estendem até a linha costeira (VILLWOCK *et al.*, 1986). A barreira holocênica é identificada por acumulações progradacionais (regressivas) e retrogradacionais (transgressivas) de caráter gradacional (estacionário) (DILLENBURG *et al.*, 2000; DILLENBURG, 2012).

A formação e evolução da barreira holocênica remontam ao final do Último Máximo Glacial (UMG), cerca de 17,5 mil anos atrás, marcando o início da Transgressão Marinha Pós-Glacial (TMP) (DILLENBURG *et al.*, 2000). O nível do mar subiu de aproximadamente até 5,6 ka, atingindo de 1 a 3 m acima do nível atual, seguido por uma queda até o nível moderno (BARBOZA & TOMAZELLI, 2003; DILLENBURG *et al.*, 2009, 2017, BARBOZA *et al.* 2021). Conforme indicado por Rosa *et al.* (2017), os sistemas laguna-barreira representam sequências de empilhamento degradacional, contribuindo para o trato de sistemas regressivos/nível em queda de uma sequência de maior ordem (~500 mil anos).

As praias oceânicas abertas do Rio Grande do Sul apresentam-se como extensas faixas lineares, de caráter aberto e topografia suave, compostas por areias quartzosas finas e bem selecionadas, com comportamento morfodinâmico variando de estágios dissipativos a intermediários (TOLDO *et al.*, 1993; WESCHENDELDER & ZOUAIN 2002, TABAJARA *et al.*, 2008; SHORT & KLEIN, 2016, CALLIARI & TOLDO, 2016). Ao

longo da costa, são comuns depósitos eólicos expressivos, incluindo setores com dunas frontais contínuas e grandes depósitos eólicos transgressivos (TOMAZELLI, 1993; HESP *et al.*, 2007; MARTINHO *et al.*, 2008, 2010; PUHL & DILLENBURG, 2018).

3.3 ASPECTOS CLIMÁTICOS OCEANOGRÁFICOS

O litoral gaúcho está inserido na zona climática oceânica (Cfa), de acordo com a classificação de Köppen, caracterizada por verões quentes e invernos frios, sem estação seca (PEEL *et al.*, 2007). Dois sistemas atmosféricos exercem influência na norma climatológica, especialmente na temperatura, precipitação e padrões de vento: o Anticiclone do Atlântico Sul, gerador de massas de ar quentes e úmidas (primavera e verão), e o Anticiclone Polar Migratório, responsável por massas de ar secas e frias (outono e inverno) (NIMER, 1977). Durante o verão, a temperatura média é de $23 \pm 1^\circ\text{C}$, enquanto no inverno é de $7 \pm 1^\circ\text{C}$ (MARENGO & CAMARGO, 2008). A precipitação anual é bem distribuída, variando de 1.100 mm a 1.350 mm por mês (INPE, 2023).

A costa do RS é regularmente sujeita a tempestades associadas a sistemas frontais e ciclones extratropicais que geram ondas de sul e ressacas, responsáveis pelos processos de acreção e erosão sedimentar na zona costeira (TOMAZELLI & DILLENBURG, 1998; SHORT & KLEIN, 2016; MACHADO & CALLIARI, 2016). As tempestades mais intensas começam em abril e atuam durante o outono e inverno, devido a mudanças significativas nas trajetórias e distribuição de tempestades extratropicais no sudoeste do Oceano Atlântico (TOZZI & CALLIARI, 1999). Conforme Tomazelli (1993), ventos do quadrante NE são os mais frequentes durante todo o ano e têm atividade intensificada nos meses quentes, seguidos em ordem de importância por ventos do quadrante W e SW. O regime de ventos não é uniforme ao longo do litoral, sendo influenciado pelo planalto e pela orientação da linha costeira (MARTINHO *et al.*, 2010; ROCKETT *et al.*, 2017; PUHL & DILLENBURG, 2018). As ondas incidentes são classificadas em três tipos: ondulação, vaga e onda de tempestade (TOLDO *et al.*, 1993; TOMAZELLI & DILLENBURG, 1998).

As direções de ondas predominantes na plataforma sul do Brasil são de 100° (E) e 160° (SE), com alturas de onda variando entre 1-1,5 m e período entre 6 e 14 s, com média de 8 s para vagas e 12 s para ondulação (SHORT & KLEIN, 2016; CECÍLIO & DILLENBURG, 2019). As alturas e períodos aumentam progressivamente com a propagação das ondas de leste para sul, sendo as ondas do quadrante S - SE as mais

elevadas (CALLIARI & TOLDO, 2016) e a deriva litorânea líquida de sedimentos para NE (TOMAZELLI & VILLWOCK, 1992; TOLDO *et al.*, 1993).

As marés ao longo da costa oceânica do Rio Grande do Sul são semidiurnas, com amplitude de micro-maré (~30 cm) (TOLEDO, 2017). A maré astronômica tem relevância nas variações do nível do mar e nas oscilações na zona de surfe geradas pelo vento, representando até 45% da energia envolvida nessas oscilações (ANDRADE *et al.*, 2017).

3.4 OBSERVAÇÕES VISUAIS DAS CONDIÇÕES DO MAR

Para a coleta de dados de onda foi empregada a metodologia do Programa de Engenharia Oceânica da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) criado na década de 1990, chamada *Sea Sentinels*. O método é baseado no monitoramento das condições de ondas da antepraia por meio de observações visuais diárias (MELO, 1993).

Desse modo, foram observados diariamente, por 16 meses, sem horário pré-estabelecido e independente das condições do tempo, os seguintes parâmetros:

- i) Altura da onda representativa (H_s);
- ii) Período da onda representativa (T);
- iii) Direção do vento e intensidade do vento (m/s);
- iv) Largura (m) e declividade da faixa de praia ($^\circ$).

A altura significativa de onda foi medida através do uso de uma régua topográfica colocada próxima à linha d'água, posicionada verticalmente e centralizada em relação ao observador. O observador então registra a altura da interseção entre a linha imaginária que conecta o horizonte à crista da onda e a régua. Ondas com mais de 1,70 m faz-se a leitura próxima a base da duna, adicionando a diferença de altura. O período foi determinado pela contagem do tempo entre a quebra de trinta sequências de ondas na primeira zona de arrebentação.

A escala de intensidade do vento foi usada também com base no método *Sea Sentinels* que utiliza apenas o dado qualitativo, ou seja, o observador não precisa estimar a velocidade em nós ou m/s, em vez disso, a intensidade do vento é dividida em níveis (fraco, moderado, forte ou muito forte) a partir da Escala de Beaufort. Para determinar a direção do vento utilizou-se um indicativo livre (como uma fita de pano presa a uma estaca) e mediu-se a direção com a bússola do aplicativo *Rockd*.

Para a largura da praia, a medida foi realizada transversalmente na face da praia, utilizando a técnica de passo aferido, no qual o observador percorre a distância entre a base da duna frontal e a linha de costa. A declividade foi medida utilizando um clinômetro digital a partir do aplicativo *Rockd*, orientado transversalmente à linha de costa.

Para o levantamento em campo elaborou-se uma ficha de dados observacionais (Anexo 1). Após a coleta, os dados foram tabulados no programa Microsoft Excel para análise estatística e gráfica na linguagem computacional *Phyton*.

3.5 ESTADO MORFODINÂMICO

Os tipos de praia podem ser classificados em diferentes estados morfodinâmicos utilizando a velocidade de queda adimensional (GOURLAY, 1968; SHORT & KLEIN, 2016) para qual:

$$\Omega = H_b / W_s T$$

Onde H_b é a altura da onda no ponto de quebra (m), W_s é a velocidade de decantação do sedimento (m/s^{-1}) e T é o período da onda (s). O parâmetro Ω é utilizado para quantificar a contribuição relativa da altura e do período da onda, bem como do tamanho do grão de sedimento (expresso como a velocidade de decantação), para a morfodinâmica da praia (SHORT & KLEIN, 2016). Essencialmente, o Ω ajuda a entender como essa combinação de parâmetros influencia na dinâmica e nas características dos diferentes tipos de praia (SHORT & KLEIN, 2016).

Na descrição fornecida por Short & Klein (2016), Ω é usado para classificar praias em 13 diferentes estados com base em como esses fatores interagem, a partir de três características principais: praias dominadas por ondas, praias modificadas por marés e praias dominadas por marés. A interpretação dos valores específicos de Ω varia para diferentes tipos de praias e está relacionada à influência relativa de ondas e marés na morfologia da praia. Sabendo disso, a partir do Ω , iremos classificar o estado morfodinâmico da praia de Imbé através dos três estados básicos:

- i) $\Omega < 1$: praia reflexiva;
- ii) $\Omega = 2-5$: praia intermediária: Terraço de maré baixa (TMB), Bancos transversal e *rip* (BTR), Banco e praia rítmicos (BPR), Banco e cava longitudinal (BCL);

iii) $\Omega > 6$: praia dissipativa.

Conforme Toldo *et al.* (1993) e Weschenfelder & Zouain (2020), o tamanho médio dos sedimentos praias na área de estudo varia entre 2,12 e 2,38 phi, classificando-se com areia finas. Portanto, foi considerada a $W_s = 1,8 \text{ cm/s}^{-1}$ na temperatura da água entre 10 e 18°C, como descrito por Gibbs *et al.* (1971).

Na metodologia empregada, o Ω diário das ondas foi calculado como parte do processo de análise. Posteriormente, realizou-se a média do Ω em uma base mensal. Essa abordagem permitiu obter uma representação mensal do estado morfodinâmico da praia ao longo do tempo de estudo.

3.6 FOTOGRAMETRIA DIGITAL

Para as análises espaciais, foi empregada a técnica de *fotogrametria Structure from Motion/Multi-View Stereo* (SfM-MVS) com base em imagens adquiridas por uma Aeronave Remotamente Pilotada (ARP), modelo *Phanton 4* com câmera acoplada. O processamento das fotografias aéreas pela aplicação de SfM-MVS é realizado por meio de tarefas sequenciais (CARRIVICK *et al.*, 2016; VIANA *et al.*, 2018) que permitem gerar Modelos Digitais de Superfície 3D (MDS) a partir de um número considerável de fotos aéreas capturadas com alta sobreposição entre si e em diferentes angulações. O resultado do SfM-MVS é um modelo 3D detalhado, também referido como afloramento virtual, que pode ser utilizado como nuvem de pontos ou como malha triangulada (VIANA *et al.*, 2018).

Seguindo a metodologia empregada por Carrivick *et al.* (2016), a precisão altimétrica do SfM-MVS MDS foi realizada através da coleta de Pontos de Controle em Solo (GCPs). Para adquirir o posicionamento dos GCPs, foi utilizado um Sistema Global de Navegação por Satélite (GNSS) através do método diferencial com correção em tempo real pelo uso do Posicionamento Cinemático em Tempo Real (RTK), utilizando o modelo *GNSS Stonex S9I*. O sistema GNSS-RTK se baseia em medir o sinal de um satélite para uma base receptora e, assim, determinar sua posição no planeta sem que seja necessário um pós-processamento.

Nesse sentido, a base foi posicionada sobre um Rn (base ortonormal) com coordenadas planialtimétricas conhecidas e um outro ponto foi escolhido para medir e estabelecer as coordenadas com a correção próxima à área de estudo. Com as coordenadas estabelecidas, a base foi instalada na nova posição e fez-se o levantamento

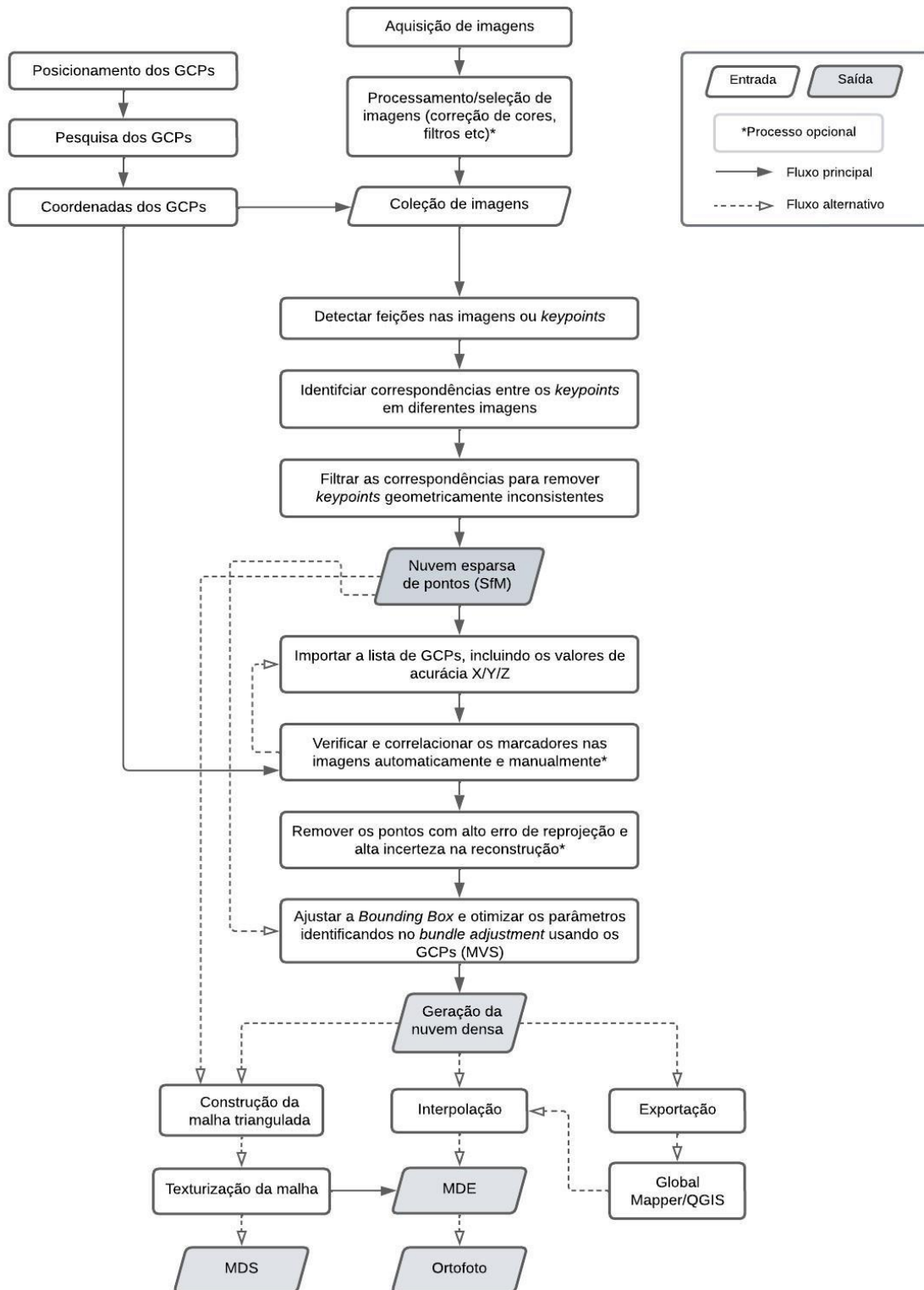
com o método diferencial, além da correção em tempo real utilizando um equipamento móvel, chamado *Rover*.

Ainda sob a ótica da metodologia de Carrivick *et al.* (2016), a captação de imagens foi realizada com base em um planejamento de voo. Sendo assim, os voos foram programados utilizando o aplicativo *Pix4D Capture*. Nele, foram construídas malhas diagramáticas para uma área de 600 m de comprimento por 87,5 m de largura. Devido ao tamanho da área, o levantamento das imagens foi realizado em dois grids, cada um correspondente a um plano de voo com duração média de 15 minutos, a 45 m de altura. Os voos foram realizados com frequência bimestral e eventos meteorológicos considerados importantes foram monitorados com voos anteriores e posteriores.

Devido as variações climáticas incidentes, após a aquisição de dados, as fotografias passaram por um pré-processamento a fim de melhorar a qualidade geral das imagens e para selecionar aquelas mais adequadas para a geração do modelo.

Os MDSs foram gerados a partir da aplicação das fotografias atreladas às coordenadas dos GCPs no programa *Agisoft Metashape*. A confecção do orthomosaico se deu através das etapas de alinhamento de fotos, construção da nuvem densa de pontos, triangulação, texturização e geração do modelo, descritas por Viana *et al.* (2018), conforme fluxograma (Fig. 3).

Figura 3. Fluxograma simplificado mostrando as principais etapas envolvidas na geração de um Modelo Digital de Elevação (MDS) usando o fluxo de trabalho SfM-MVS.



Fonte: Autora, 2023. Modificada de Viana *et al.*, 2018.

3.7 VALIDAÇÃO DE MODELOS

Para avaliar o grau de veracidade de aplicação do método *Sea Sentinels* foi utilizada a reanálise de conjuntos ERA5 do Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Alcance (ECMWF). Foi selecionado um ponto na coordenada -49.79 e -30.09 que representa, segundo a carta batimétrica da Marinha do Brasil 23400 (2017), uma profundidade média de 35 m a uma distância de 35 km a SE do ponto medido na costa. Esta seleção foi baseada em testes onde o modelo apresentava dados disponíveis.

O ERA5 trata-se de uma reanálise de quinta geração para climas globais que combina dados de modelo com observações do mundo todo usando assimilação de dados de satélites e/ou boias (ECMWF, 2023). As simulações se baseiam no método usado pelos centros de previsão numérica do tempo, onde a cada 18 horas, inicializadas duas vezes ao dia a partir de análises às 06 e 18 UTC, uma previsão anterior é combinada com observações recém disponíveis. Dessa forma, se produz a melhor estimativa possível para uma determinada região (HERSBACH *et al.*, 2020).

Para a validação dos parâmetros observacionais foram utilizadas simulações pretéritas feitas pelos modelos numéricos de ondas disponíveis nos dados ERA5. Os modelos precisam de um conjunto de dados de vento, ondas e batimetria para a aplicação no estudo. Sendo assim, foram utilizados os seguintes parâmetros integrados: vento (utilizando as variáveis de intensidade, rajada e direção) e onda (utilizando as variáveis de altura significativa de ondas de vento e ondulação e período médio de onda). Esses parâmetros, bem como as suas variáveis, foram baixados em formato NetCDF e a aquisição dos dados feita no ambiente *Python*.

O modelo de ondas oceânicas usado no ERA5 (WAM), fornece espectros de ondas com 24 direções e 30 frequências. Já o modelo atmosférico (IFS) é unido a um modelo de superfície terrestre (HTESSEL), que produz parâmetros como temperatura de 2 m e temperaturas do solo. O conjunto de dados do ERA5 possui uma realização de alta resolução de 31 km por hora (referida como “reanálise” ou “HRES”) e um conjunto de dez membros de resolução (referido como “conjunto” ou “EDA”). O conjunto é necessário para o procedimento de assimilação de dados, mas como um subproduto também fornece uma estimativa da incerteza relativa e aleatória. Os dados das ondas são produzidos e arquivados num grid diferente do modelo atmosférico, chamado de grid de latitude-longitude, reduzido a uma resolução de 0,36 (HRES) e 1,0 graus (EDA) (ECMWF, 2023).

3.8 ANÁLISE DE DADOS

3.8.1 Produtos da fotogrametria

Para identificar as modificações na morfologia, como acresção ou erosão sedimentar do segmento de estudo, os produtos gerados na fotogrametria digital foram carregados no programa *ArcGis* que permite extrair as curvas de nível a partir dos MDSs gerados no processamento fotogramétrico. Isso possibilita calcular a altimetria das feições, extrair a diferença de superfície em volume ou em perfis transversais a linha de costa para identificar as mudanças morfológicas ao longo do tempo. Sendo assim, para calcular a relação entre a energia do ambiente com as modificações obtidas nos modelos digitais de superfície foi aplicado o cálculo de volume.

Primeiramente, no ambiente *Agisoft MetaShape*, deve-se criar uma interpolação de pontos utilizando os MDSs gerados. Isso é necessário para que o espaçamento dos modelos digitais seja padronizado e assim gere MDSs com as mesmas dimensões. Essa abordagem permite comparar os valores altimétricos de cada pixel nas mesmas coordenadas geográficas entre cada um dos modelos.

Seguindo a metodologia adaptada por Araújo *et al.* (2021), o valor das alturas foi gerado através da função *Raster Calculator* do *ArcGis*. Essa é uma ferramenta que possibilita executar cálculos matemáticos com base nos valores de *pixel raster* de cada MDS. Desse modo, é possível subtrair os modelos e obter uma nova camada de imagem com as diferenças de altura. Outro fator importante a considerar nas análises dos MDS é de que a linha d'água é o limite para a geração dos MDS, portanto as altitudes mínimas referentes a cada modelo são dependentes do posicionamento desta linha em cada levantamento, obtendo maior ou menor exposição do pós-praia.

3.8.2 Dados oceanográficos

Para validar a metodologia de observações visuais, foram aplicados quatro descritores estatísticos de análise com relação aos modelos numéricos de previsão, sendo eles:

- i) Índice de Dispersão (SI);
- ii) Erro Médio Quadrático (RMSE);
- iii) Média.

O SI é uma medida estatística que avalia a dispersão ou variabilidade relativa entre duas variáveis. Ela é frequentemente utilizada para analisar a relação ou concordância entre duas séries de dados, a partir da equação 1:

$$SI = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N [(s - \bar{s}) - (o_i - \bar{o})]^2}{\sum_{i=1}^N o_i^2}} \quad (1)$$

onde “N” é o número total de observações, Si o valor individual da variável S na posição i, \bar{S} é a média dos valores da variável S, Oi é o valor individual da variável na posição i e \bar{O} é a média dos valores da variável O.

O RMSE é utilizado para medir a precisão de modelos de previsão ou análises em relação aos valores reais. No contexto de um banco de dados, ela envolve calcular o erro entre os valores previstos e os valores reais, calcular o quadrado desses erros, calcular a raiz quadrada da média dos quadrados dos erros e interpretar esse valor como a dispersão média das previsões em relação aos valores reais. Quanto menor for o valor do RMSE, maior a qualidade dos valores medidos ou estimados, calculado pela equação 2:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (E_i - O_i)^2} \quad (2)$$

onde, E_i e O_i são os valores estimados e observados, respectivamente, e n é o número de observações.

Já a média é uma medida central que resume o valor médio dos dados, proporcionando uma visão geral dos valores. Ela é fundamental para comparar os conjuntos de dados dentro da base que será analisada a partir do que for medido na praia. Isso facilita a identificação de padrões, discrepâncias ou tendências em relação aos valores médios. Além de servir como uma medida resumida, a média é uma técnica eficaz na análise de dados, pois ajuda a compreender tendências ao longo do tempo, a identificar anomalias, a criar modelos estatísticos e a distribuição dos dados, usando o cálculo da equação 3:

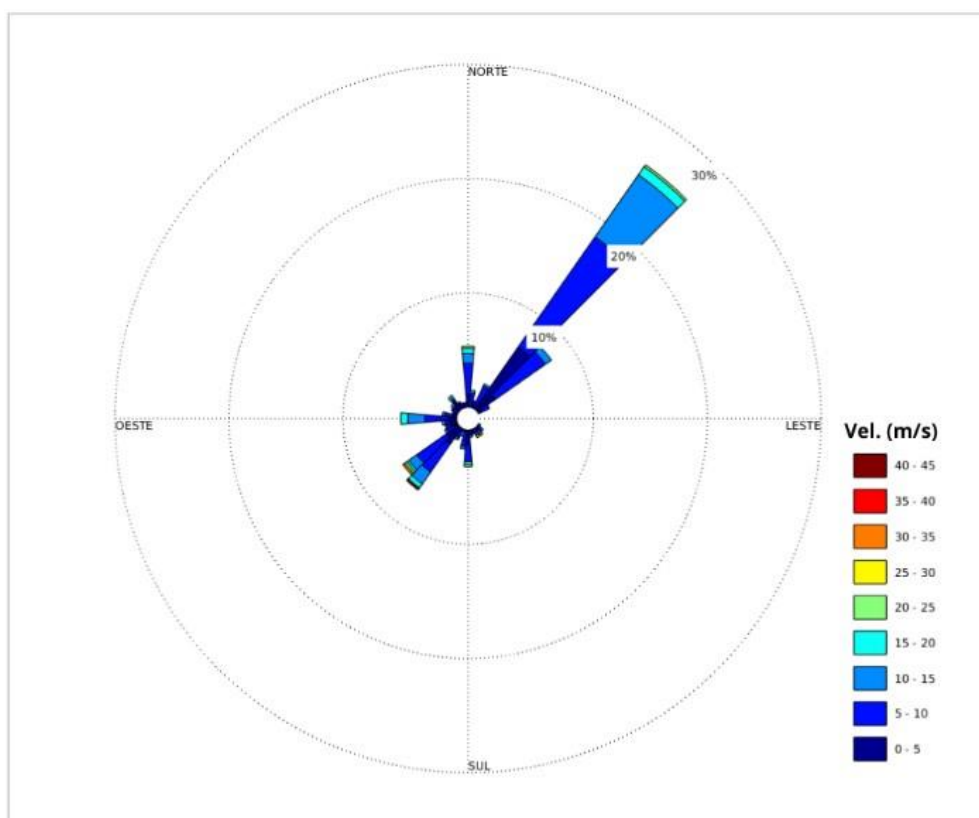
$$\bar{x} = \frac{(x_1 + x_2 + \dots + x_n)}{n} \quad (3)$$

4. RESULTADOS

4.1 DADOS OCEANOGRÁFICOS

A análise do regime de ventos para todo o período de estudo, correspondente aos meses de julho de 2022 a outubro de 2023, indicou uma predominância de ventos sentido NE. A velocidade máxima alcançada foi de 45 m/s em alguns momentos e está compreendida no quadrante SO. As mínimas foram de 0 a 5 m/s e podem ser observadas principalmente no quadrante NE (Fig. 4). Nota-se que as maiores médias de velocidade obtidas estão atribuídas ao quadrante SO, enquanto os ventos NE atingiram máximas de 25 m/s.

Figura 5. Intensidade e direção de vento obtida para todo o período de estudo compreendido entre julho de 2022 e outubro de 2023. Vel: Velocidade média.

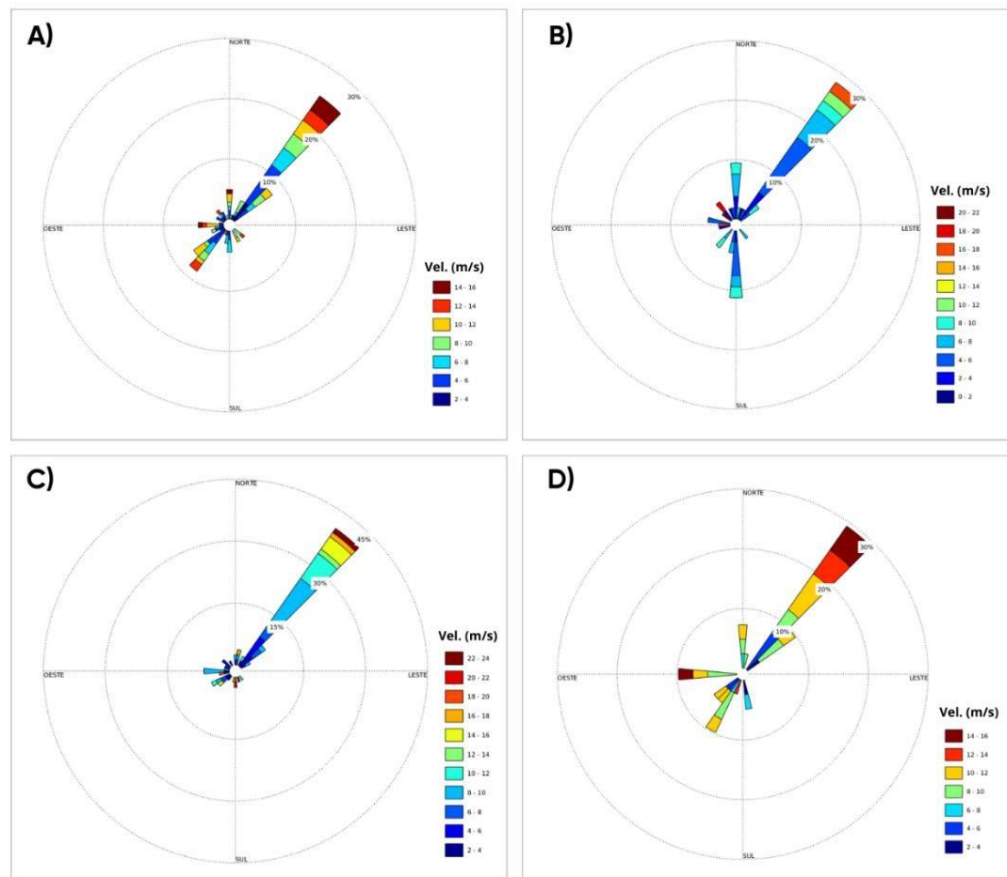


Fonte: Autora, 2023.

Os ventos sentido NE foram predominantes em todas as estações do ano, sendo mais energético nos meses de verão e primavera (Fig. 5 – A e D, respectivamente). Inversões periódicas para a direção S-SO ou O também ocorreram, sendo mais representativos nos meses de inverno (Fig. 5 - C). A rosa dos ventos para cada estação

demonstrou que a velocidade máxima atingida foi de 24 m/s entre os meses de junho e setembro, correspondente ao inverno, e mínima de 0 a 2 m/s entre abril e junho, correspondente ao outono, ambos para ventos sentido NE.

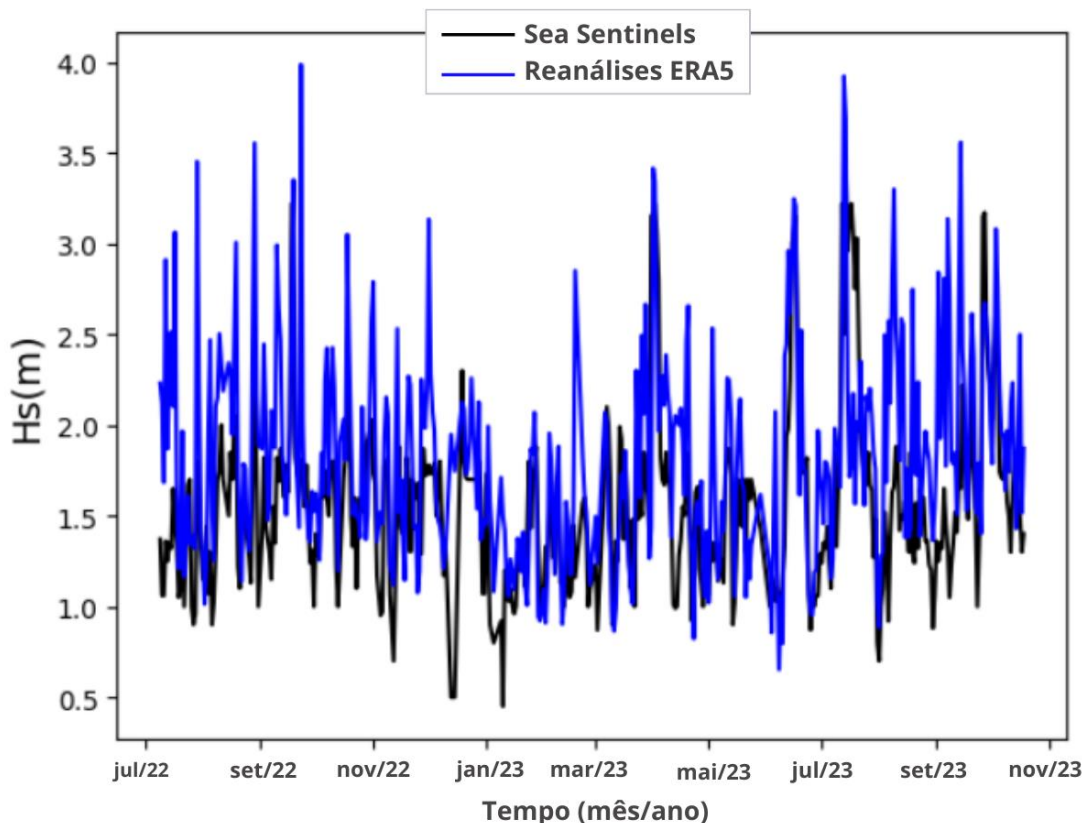
Figura 5. Intensidade e direção de vento obtida ao longo do estudo. A: 07 de dezembro de 2022 e 28 de abril de 2023; B: 28 de abril de 2023 a 20 de junho de 2023; C: 20 de junho de 2023 a 09 de setembro de 2023; D: 09 de setembro de 2023 a 08 de novembro de 2023; Vel: Velocidade média.



Fonte: Autora, 2023.

A Figura 6 mostra a variação das alturas das ondas ao longo do período estudado. As alturas máximas do conjunto de reanálises ERA5 e do *Sea Sentinel* foram 4 e 3,5 m, respectivamente e as alturas mínimas foram 0,8 e 0,5 m. Durante os meses de estudo, as maiores médias de H_s foram registradas nos meses de setembro de 2022, abril, junho, julho e setembro de 2023, com valores que variaram entre 2,98 m e 4 m de altura.

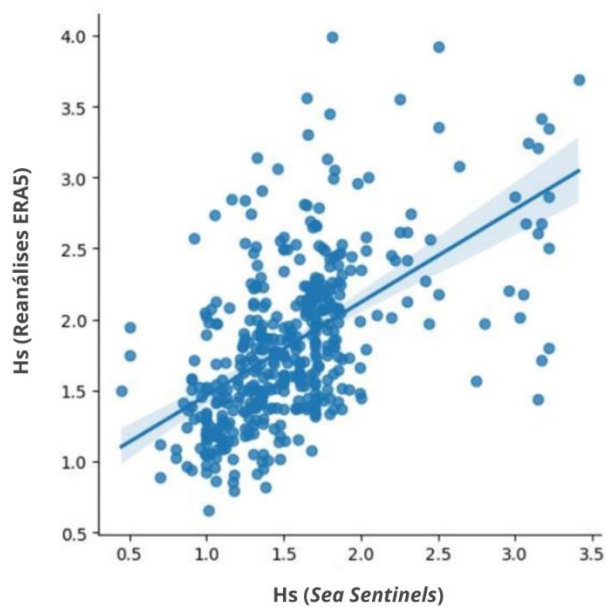
Figura 6. Variação da altura significativa de ondas (Hs) ao longo do estudo para duas séries de dados.



Fonte: Autora, 2024.

A partir das análises estatísticas, a altura significativa média das ondas do método *Sea Sentinels* foi de 1,54 m enquanto para o conjunto de reanálises do ERA5 foi de 1,82 m. A análise de regressão com os valores das séries amostrais demonstrou um RMSE igual a 0,57 m. O gráfico da regressão (Fig. 7) indica uma tendência nos dados em uma correlação positiva visível, com pontos próximos a linha de regressão. Isso significa que as séries *Sea Sentinels* e Reanálises ERA5 têm uma relação linear entre si, ou seja, é possível prever o valor de uma série a partir do valor da outra. Com relação às médias, o resultado de SI foi 0,37 m, o que pode ser considerado relativamente baixo. O coeficiente de correlação de Pearson foi de 0,55, o que indica uma correlação moderada positiva entre as variáveis.

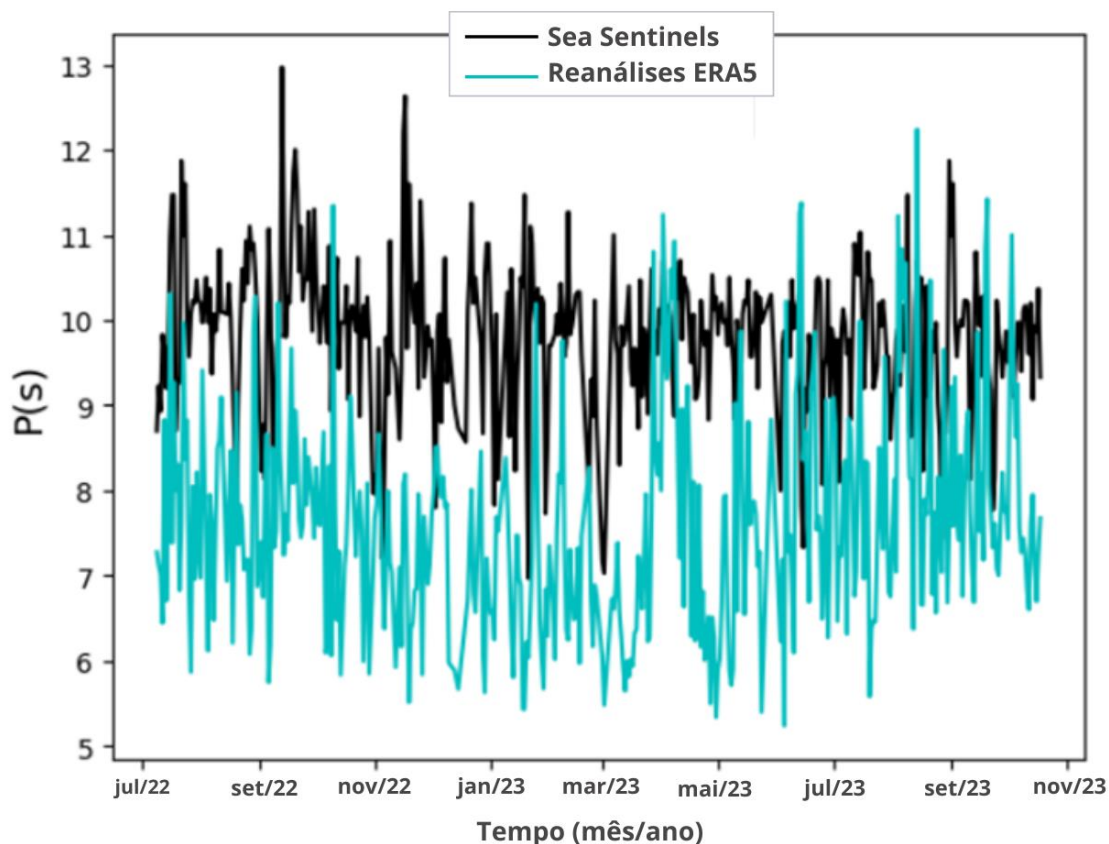
Figura 7. Análise de regressão da altura de ondas (Hs) para as séries de dados de reanálise de conjuntos do ERA5 e do método *Sea Sentinels*.



Fonte: Autora, 2023.

A Figura 8 ilustra a variação do período das ondas para as duas séries de dados obtidas ao longo do tempo de estudo. O período médio obtido pelo método *Sea Sentinels* foi de 9,81 s, enquanto para o ERA5 foi de 7,61 s.

Figura 8. Variação do período de onda ($P(s)$) obtida através das duas metodologias amostrais: ERA5 e *Sea Sentinels*.

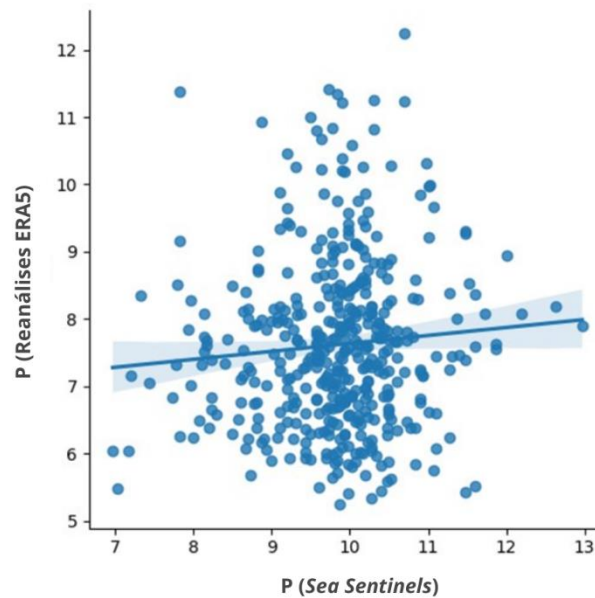


Fonte: Autora, 2024.

A análise de regressão com os valores das séries amostrais demonstrou um RMSE de 2,65 s (Fig. 9), o que significa que a média dos erros entre os valores medidos e os valores do modelo foi relativamente alto comparado com período médio, ou seja, não é possível prever o valor de uma variável a partir do valor da outra com precisão.

O segundo resultado da análise de regressão foi o SI igual a 0,26 s. Considerando o período médio obtido, o resultado do erro padrão é relativamente baixo em relação à escala das duas variáveis. Isso sugere uma estimativa precisa do coeficiente associado ao período de onda na análise de regressão. Já o coeficiente de correlação de Pearson foi igual a 0,08, sendo muito próximo de zero, o que sugere uma associação fraca ou inexistente entre as variáveis no contexto de uma relação linear.

Figura 9. Análise de regressão do período médio de ondas (P) para as séries de dados de reanálise de conjuntos do ERA5 e do método *Sea Sentinels*.



Fonte: Autora, 2024.

4.2 ESTADO MORFODINÂMICO

Os índices de Ω obtidos variaram entre 6 e 10, conforme apresentado na tabela 1. Esse resultado indica que o segmento costeiro em estudo se comportou consistentemente como dissipativo durante todo o período estudado.

Tabela 1. Parâmetros morfodinâmicos da praia de Imbé usados para calcular o valor de Ω e o seu resultado. P: período de onda; H_b : altura significativa de onda; Ω : ômega.

DATA	P (s)	H_b (m)	Ω	Classificação
jul/22	10	1,17	6	Dissipativa
ago/22	10	1,35	7	Dissipativa
set/22	10	1,56	8	Dissipativa
out/22	9	1,43	8	Dissipativa
nov/22	9	1,38	8	Dissipativa
dez/22	9	1,41	8	Dissipativa
jan/23	9	1,02	6	Dissipativa
fev/23	9	1,10	6	Dissipativa
mar/23	9	1,28	7	Dissipativa
abr/23	9	1,52	9	Dissipativa
mai/23	9	1,26	7	Dissipativa
jun/23	9	1,26	8	Dissipativa
jul/23	9	1,80	10	Dissipativa
ago/23	9	1,21	7	Dissipativa
set/23	9	1,50	9	Dissipativa
out/23	9	1,62	9	Dissipativa

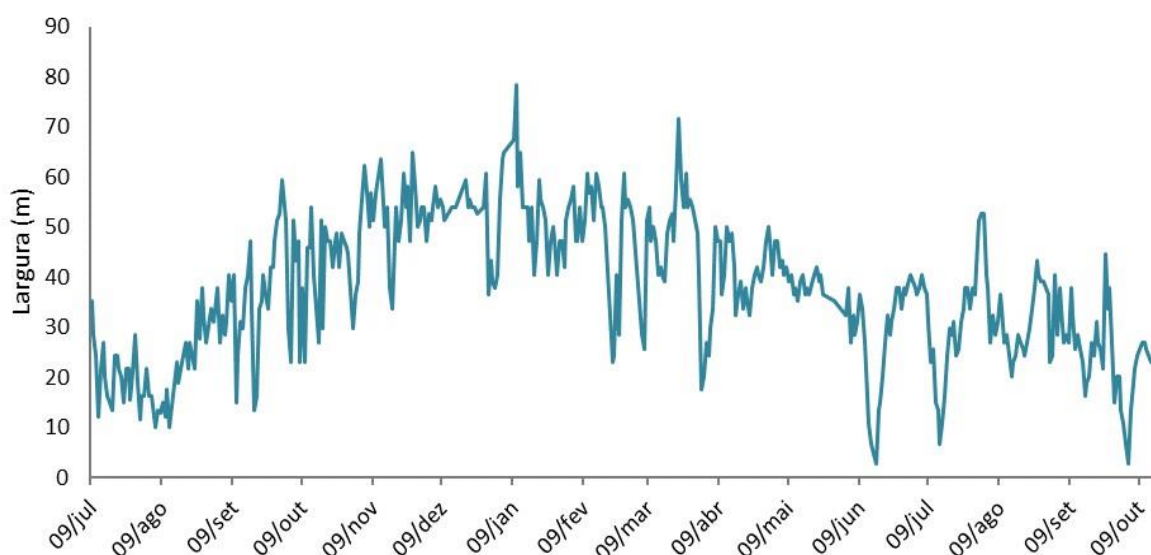
Fonte: Autora, 2024.

4.3 MORFOLOGIA DA PRAIA

Ao longo do período analisado, nota-se que houve uma variação na largura da praia, seguindo um padrão sazonal distintivo. Ao longo de todos os meses, ocorreram pequenas variações, com tendência consistente de crescimento na primavera e verão que se manteve entre novembro e março com pequenas variações. Esse resultado contrastou com o outono e inverno que se manteve em declínio entre abril e outubro, chegando a larguras próximas a 10 m.

A análise da largura da faixa de praia demonstrou médias de 37,09 m. Durante episódios específicos, observamos variações marcantes com larguras excepcionais de até 80 m no verão e mínimas igual ou próximas a zero durante o inverno.

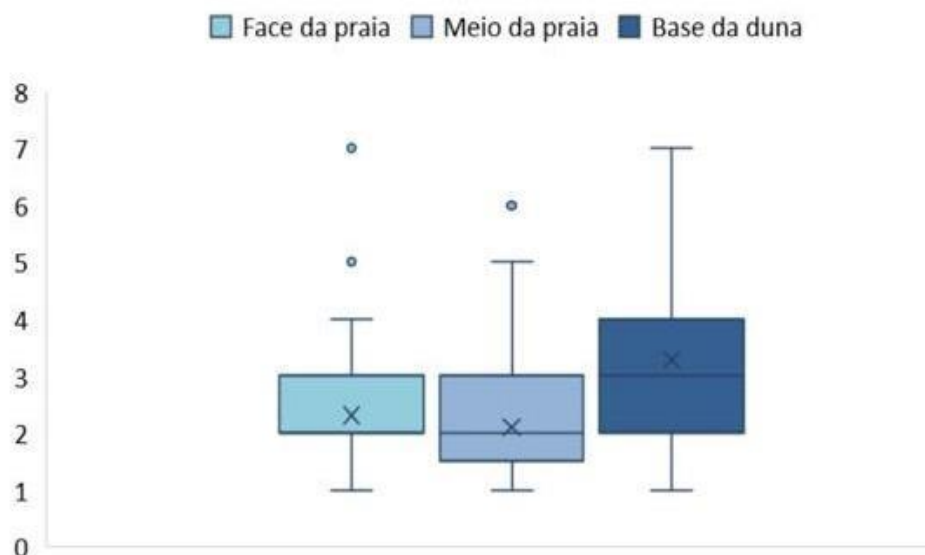
Figura 10. Largura da faixa de praia ao longo do período estudado.



Autora: 2023.

A declividade média registrada foi de $2,46^\circ$, tendo obtido mínimas de 1° e máximas de 7° (Fig. 11). Detalhando essa inclinação, observamos uma média de $2,23^\circ$ na face da praia, $1,96^\circ$ no meio e $3,17^\circ$ na base da duna, de acordo com a Figura 8. O gráfico mostra que a área apresenta inclinação suave, caracterizada por baixa declividade, com pequenas variações.

Figura 11. Declividade média da área de estudo. A linha central do diagrama representa a mediana do valor do quadrante; o “x” representa a média para cada conjunto; e os círculos representam os outliers, ou seja, valores discrepantes/atípicos que estão fora do intervalo mínimo e máximo.



Fonte: Autora, 2023.

4.4 FOTOGRAMETRIA

Ao todo foram realizadas 12 campanhas de amostragens, resultando na geração de 12 produtos de alta resolução, entre modelos tridimensionais texturizados, orthomosaicos, e modelos digitais de superfícies, conforme Tabela 2. Embora idealmente as campanhas devessem ocorrer nas mesmas condições climáticas, as limitações relacionadas aos meses do ano e as variações meteorológicas entre os levantamentos impossibilitaram essa uniformidade. Como resultado, os produtos provenientes da fotogrametria apresentaram um erro de projeção durante o processamento equivalente a 30 cm.

A tabela 2 resume o resultado do processamento para cada levantamento. Ao longo das campanhas, o número de pontos nas imagens variou de 205 a 319. Os resultados apresentaram RMSE $\leq 1,43$ pix. Para os eixos XY e Z, o RMSE foi $\leq 71,33$ cm e $\leq 14,72$, respectivamente. O erro de controle dos GCPs variou entre 0,05 e 1,07 m. A resolução para o MDS variou entre 1,76 e 3,89 cm/pix e do orthomosaico entre 1,76 e 1,94 cm/pix.

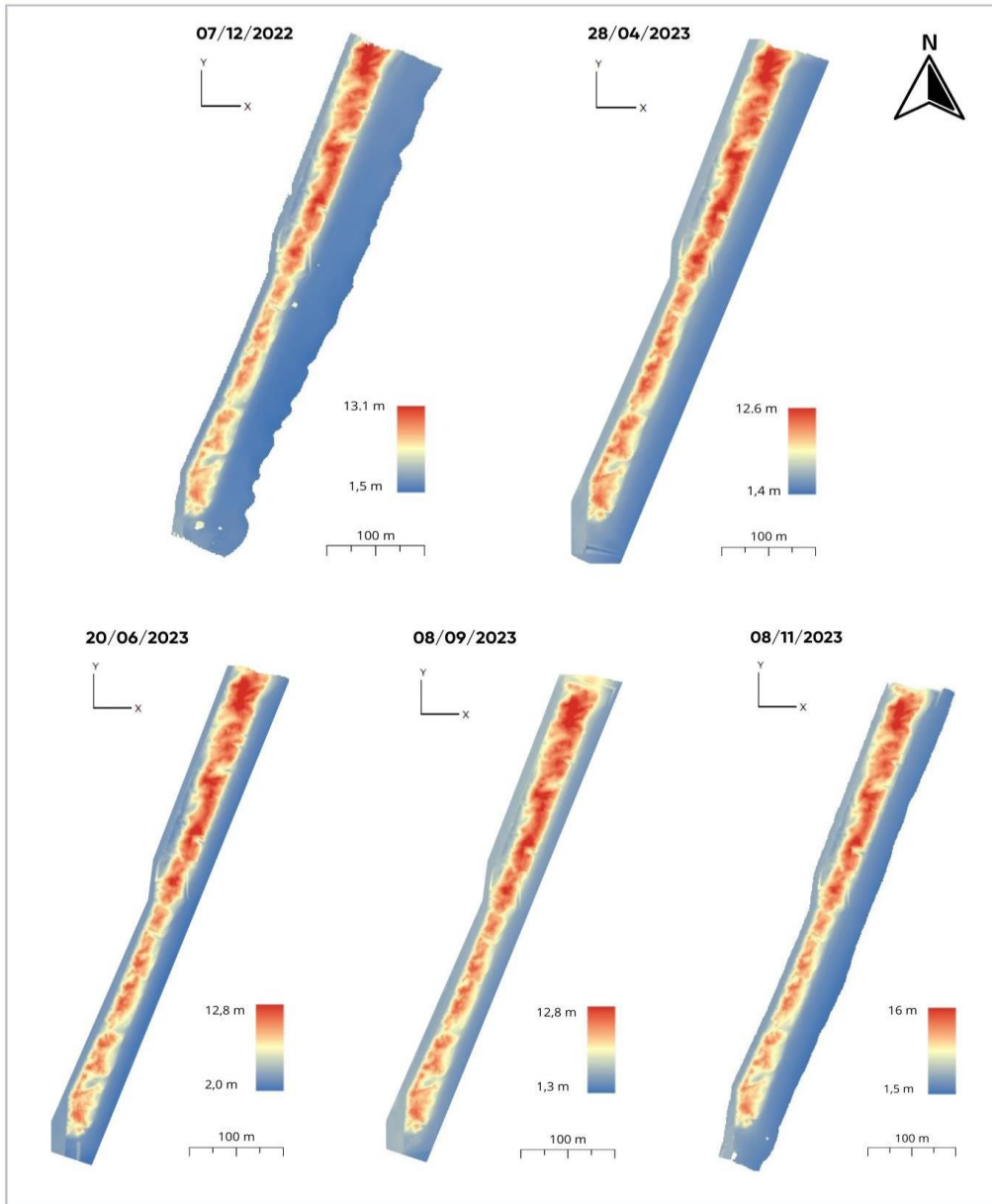
Tabela 2. Resultados obtidos no processamento SfM-MVS. RMSE: Erro Quadrático Médio; GCPs: Pontos de Controle; MDS: Modelo Digital de Superfície.

Campanha	Altura/tempo	Nº de imagens	Área de cobertura (km ²)	Marcadores	Pontos	Erro de projeção RMSE (pix)	RMSE _{xy} (cm)	RMSE _z (cm)	Erro de controle GCPs (m)	Resolução MDS (cm/pix)	Resolução orthomosaico (cm/pix)
26/set/22	44.3m/ ~29min	429	0,0511	12	215	1,42	106,7	9,53	1,07	3,6	1,8
07/dez/22	43.2m/ ~36min	399	0,0953	18	269	1,43	19,68	4,64	0,35	3,57	1,78
07/fev/23	46.8m/ ~26min	493	0,0584	12	198	1,02	5,09	0,94	0,05	3,89	1,94
28/abr/23	44.7m/ ~28min	389	0,054	18	285	0,77	5,79	2,1	0,06	3,63	1,8
02/jun/23	44.5m/ ~28min	497	0,0528	12	246	1,08	7,38	1,2	0,07	3,67	1,83
07/jun/23	44.8m/ ~29min	495	0,0634	12	251	1,62	173,2	1,79	0,11	3,65	1,8
20/jun/23	44.3m/ ~24min	391	0,0385	18	205	1,17	6,72	2,4	0,07	3,61	1,8
05/jul/23	45.1m/ ~27min	425	0,0541	12	319	0,89	6,01	14,72	0,15	1,82	1,81
23/jul/23	46.2m/ ~28min	493	0,0589	12	253	1,22	5,72	13,4	0,14	1,89	1,88
08/set/23	44.8m/ ~27min	379	0,0556	18	187	0,96	5,78	10,13	0,11	1,85	1,84
09/out/23	44m/ ~25min	359	0,0416	12	227	1,18	4,8	10,62	0,11	1,76	1,76
08/nov/23	44.2m/ ~32min	396	0,0964	18	220	1,27	71,33	10,53	0,12	3,59	1,8

Fonte: Autora, 2024.

A primeira campanha relativa ao mês de setembro de 2022 foi desprezada devido à baixa qualidade de resolução e precisão altimétrica em relação as demais, o que configurou um erro vinculado aos GCPs muito superior aos outros levantamentos. Sendo assim, consideramos os resultados obtidos a partir de dezembro de 2022. Durante o desenvolvimento desta metodologia, foram obtidos modelos conforme a tabela 2. A partir destes resultados foram estabelecidos parâmetros comparativos de similaridade e diferenças entre: RMSE_{xy}, RMSE_z, pontos de controle e modificações naturais dos sistemas praias e eólicas. Para tanto, as limitações quanto aos erros quando comparadas as pequenas ou sutis modificações no terreno podem não representar modificações verdadeiras. A partir disso foram selecionados cinco produtos mais bem representativos para monitorar os ciclos de deposição e erosão (Fig. 12). Os MDSs representam os dados altimétricos do sistema praia-duna para cada levantamento, no qual pode-se observar dados diferentes de elevação tanto para as dunas quanto para o perfil praias que compõem a área em estudo.

Figura 12. MDSs da área de estudo gerados através da fotogrametria digital, correspondentes aos levantamentos de 07/12/2022, 28/04/2023, 02/06/2023, 08/09/2023 e 08/11/2023.



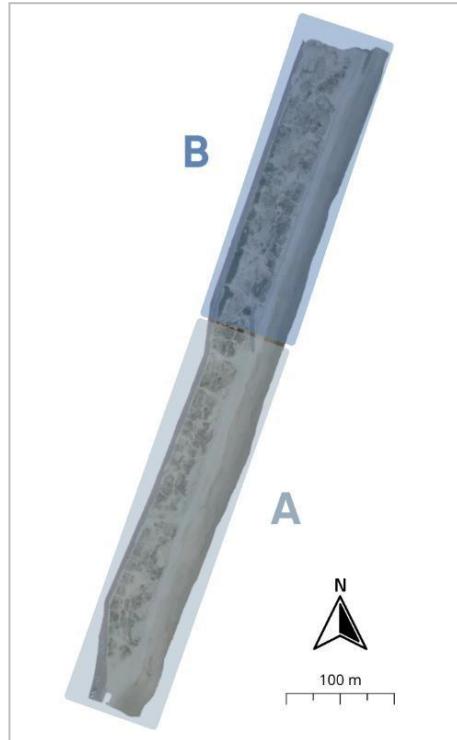
Fonte: Autora, 2023.

4.5 VARIAÇÕES DE ELEVAÇÃO

Os produtos da fotogrametria foram aplicados ao cálculo *raster* no programa *ArcGis* para gerar a diferença de altitude entre cada modelo ao longo do período de estudo. Para fins de quantificação, dividimos o sistema em setores A e B (Fig. 13). O setor A, localizado na porção S-SO, é marcado por campos de dunas com médias de 34,5 m de largura e 325 m de comprimento, já o setor B, localizado na porção N-NE, apresenta dunas com médias de 48 m de largura e 280 m de comprimento. Além disso, optamos por analisar o

ciclo deposicional e erosivo do sistema de maneira temporal, escolhendo dois modelos para cada estação.

Figura 13. Divisão da área de estudo em setores A (cinza) e B (azul).



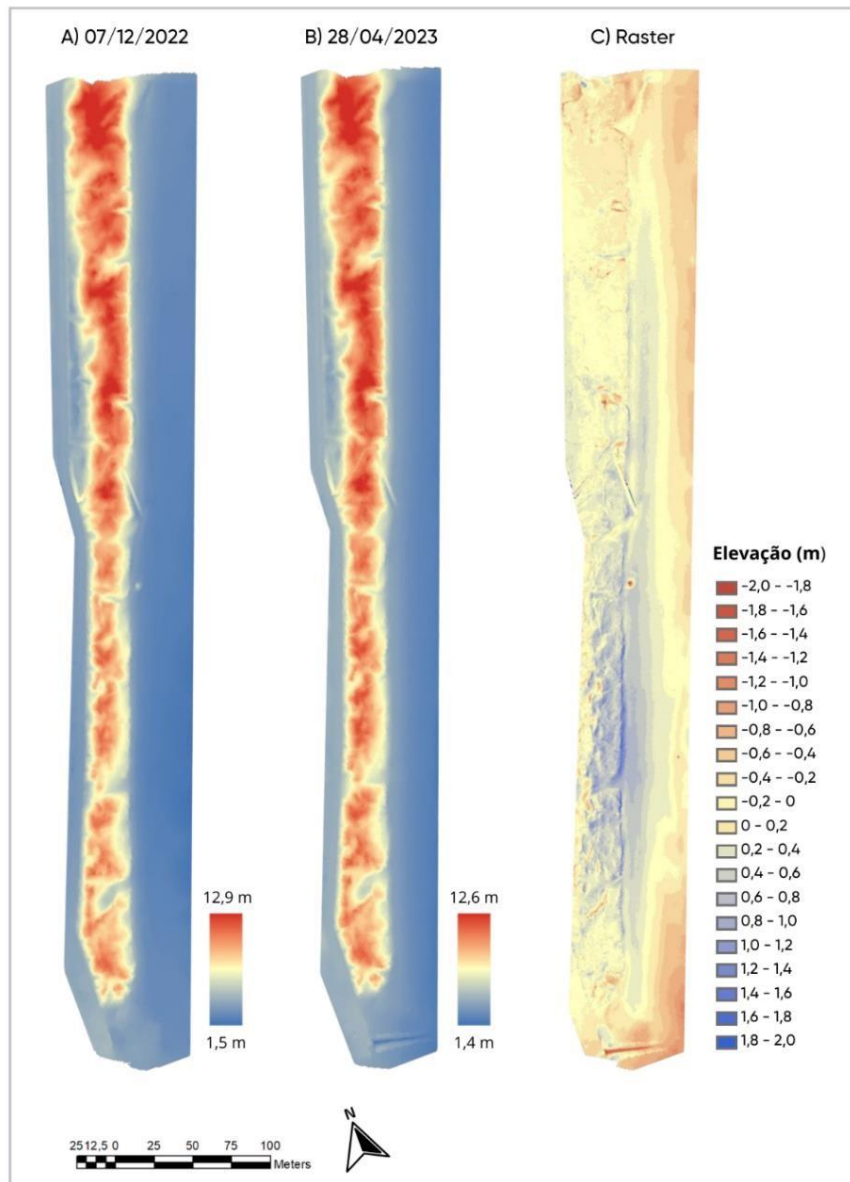
Fonte: Autora, 2023.

O resultado do conjunto comparativo entre 07 de dezembro de 2022 e 28 de abril de 2023 (Fig. 14) demonstrou um aporte significativo no setor S-SO, tendo havido um acúmulo sedimentar na duna frontal e na praia ao longo do verão (Fig. 15). Essa acreção provocou a recuperação de alguns lugares que havia erosão, como a escarpa evidenciada na Figura 14-C, que ganhou até 1,90 m de areia e foi recomposta. Ao contrário do aporte na face da praia, atrás da faixa de dunas frontais houve erosões pontuais de -1,0 m, caracterizadas pela formação de pequenas feições na forma de cavas. No setor N-NE, nota-se que a erosão foi o resultado predominante, especialmente nas áreas que apresentam *blowouts* com perdas de até -1,70 m (Fig. 16). Foi observado também que houve uma erosão próxima à passarela de até -1,0 m.

De modo geral, em toda área foi possível identificar uma estabilização da vegetação que facilitou o aporte sedimentar em diversos trechos. Portanto, é importante considerar que a diferença de altitude do *raster* entre as duas campanhas também reflete não

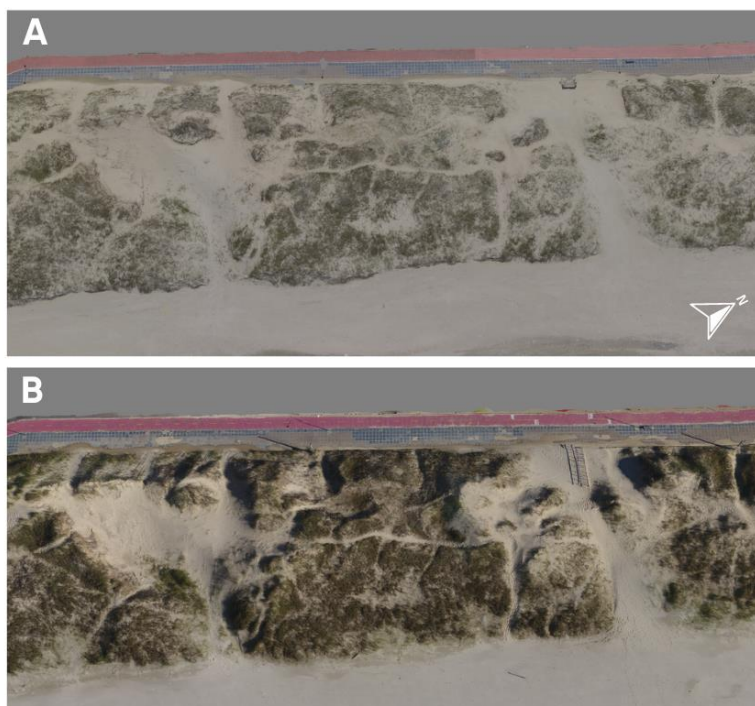
apenas a presença do sedimento, mas também a altura associada ao crescimento da vegetação.

Figura 14. Conjunto 1: resultado do cálculo *raster* (C) para as campanhas de 07/12/2022 (A) e 28/04/2023 (B).



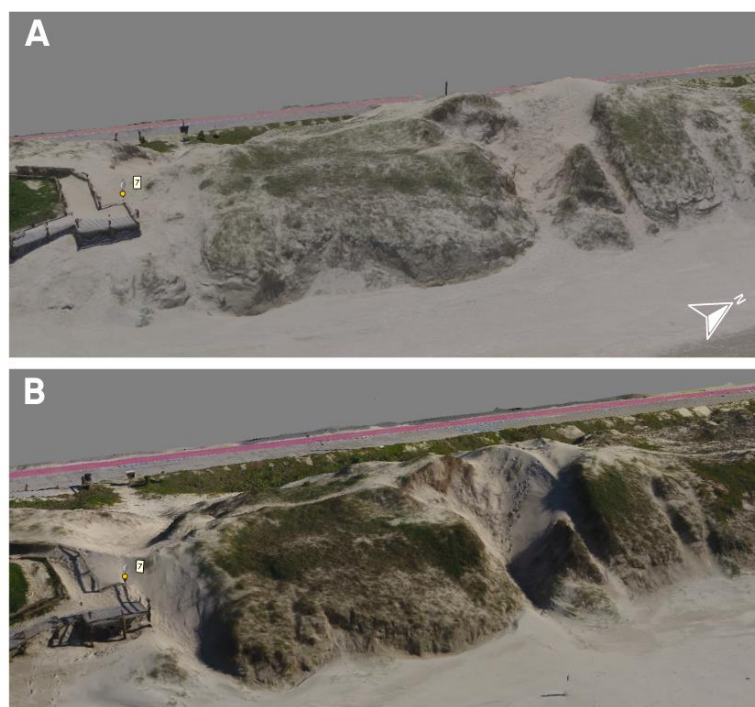
Fonte: Autora, 2024.

Figura 15. Trecho em 3D da duna frontal do setor S-SO que mostra um aporte sedimentar na duna frontal e na face da praia entre o modelo A (07/12/2022) e B (28/04/2023).



Fonte: Autora, 2024.

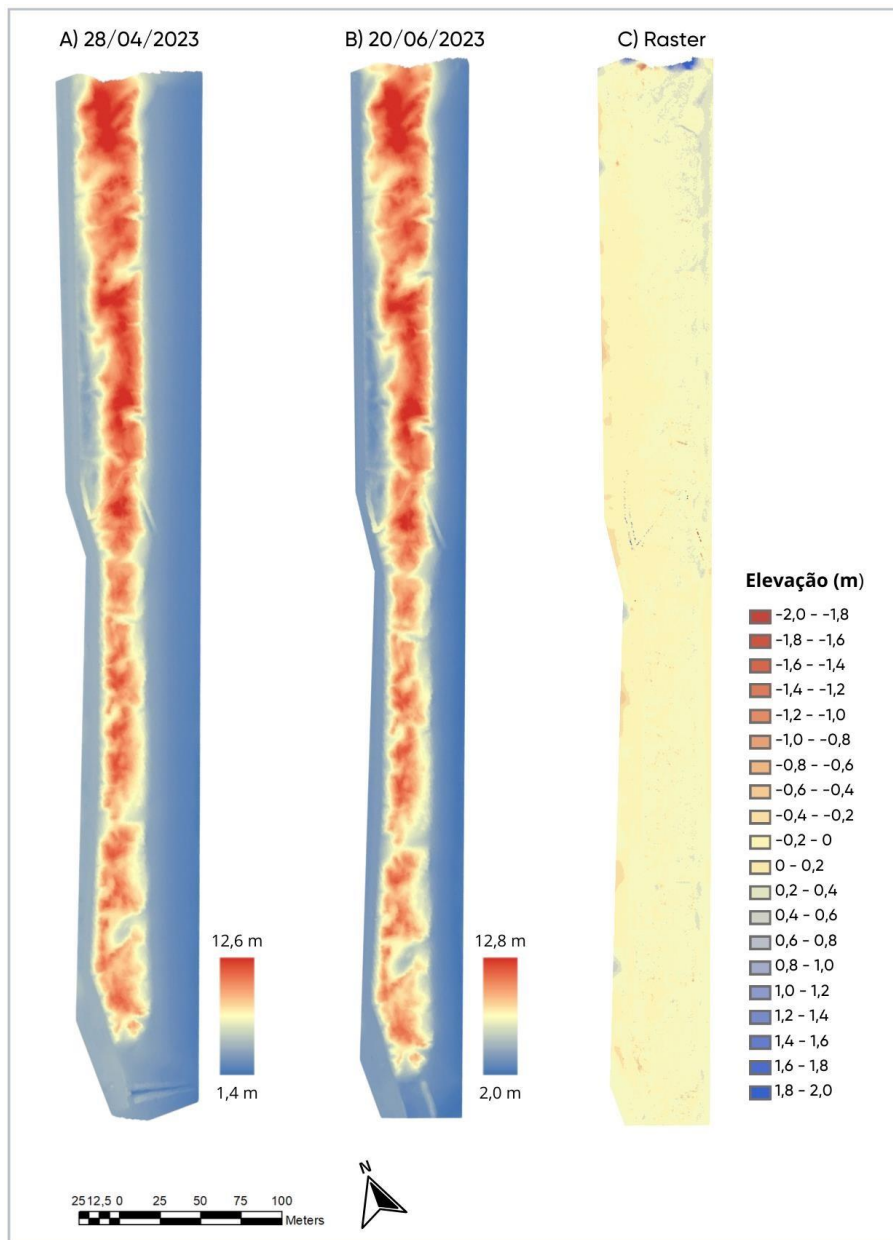
Figura 16. Trecho em 3D do setor N-NE que evidencia a erosão no *blowout* e ao lado da passarela entre o modelo A (07/12/2022) e B (28/04/2023).



Fonte: Autora, 2024.

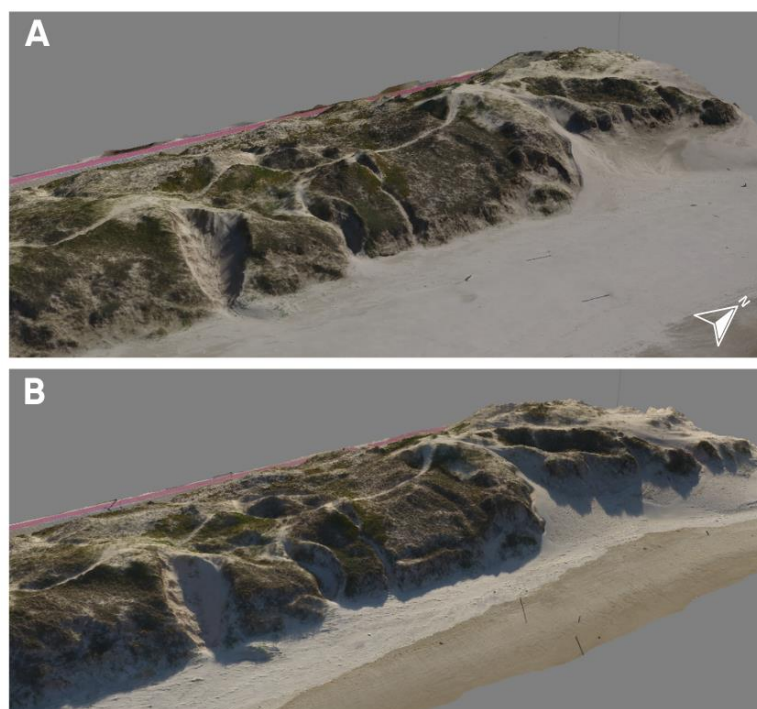
O conjunto comparativo entre 28 de abril de 2023 e 20 de junho de 2023 (Fig. 17) mostra que houve estabilidade nos dois setores durante o outono, não tendo apresentado importantes variações de altitude ao longo da área de estudo. Houve, porém, uma pequena deposição sedimentar no extremo do setor N-NE, especificamente na duna frontal que ganhou alturas de 0,21 e 0,60 m no *blowout*.

Figura 17. Conjunto 2: resultado do cálculo *raster* (C) para as campanhas de 28/04/2023 (A) e 20/06/2023 (B).



Fonte: Autora, 2024.

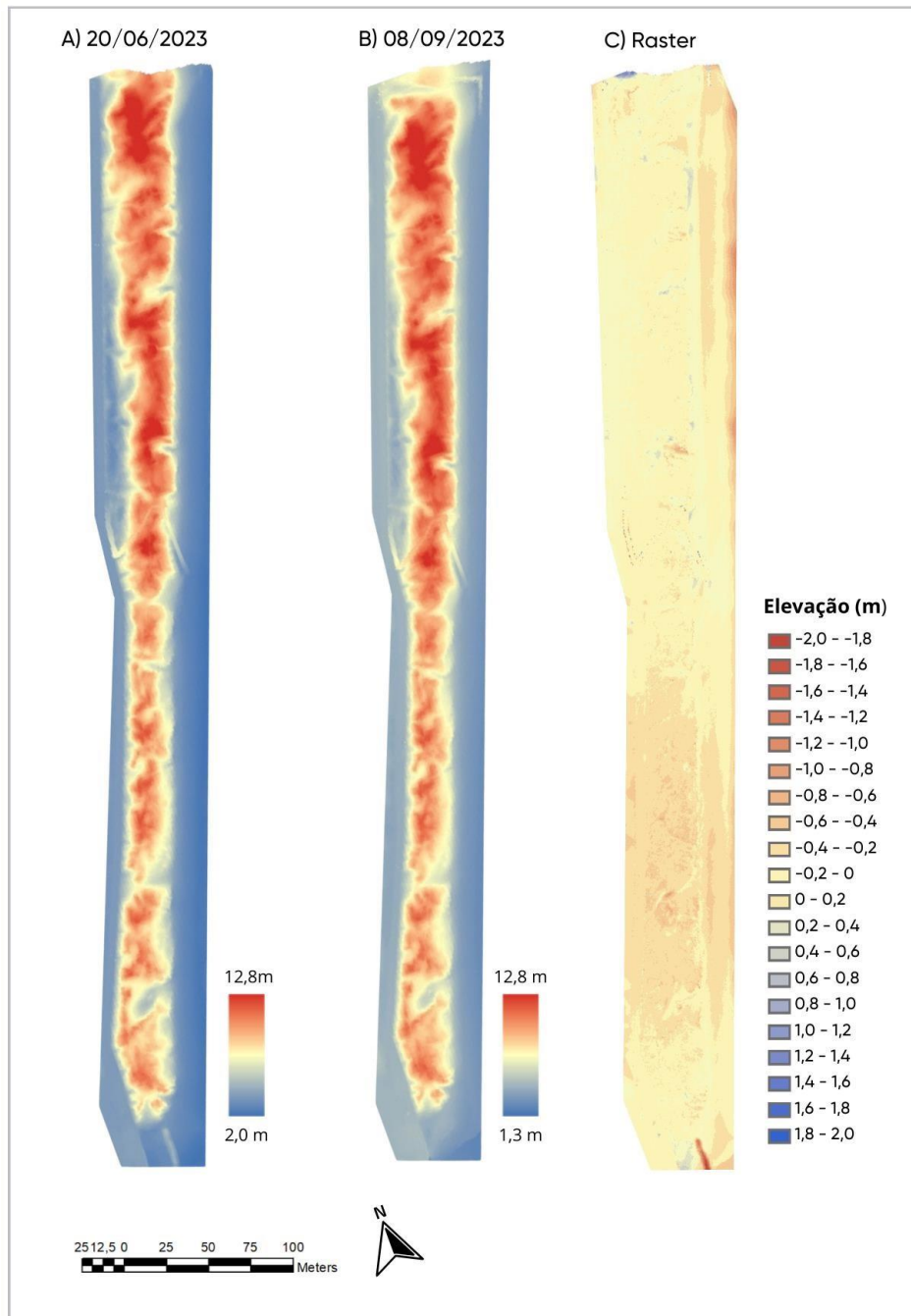
Figura 18. Deposição sedimentar na duna frontal em 3D identificado no extremo do setor N-NE entre o modelo A de 28/04/2023 e B de 20/06/2023.



Fonte: Autora, 2024.

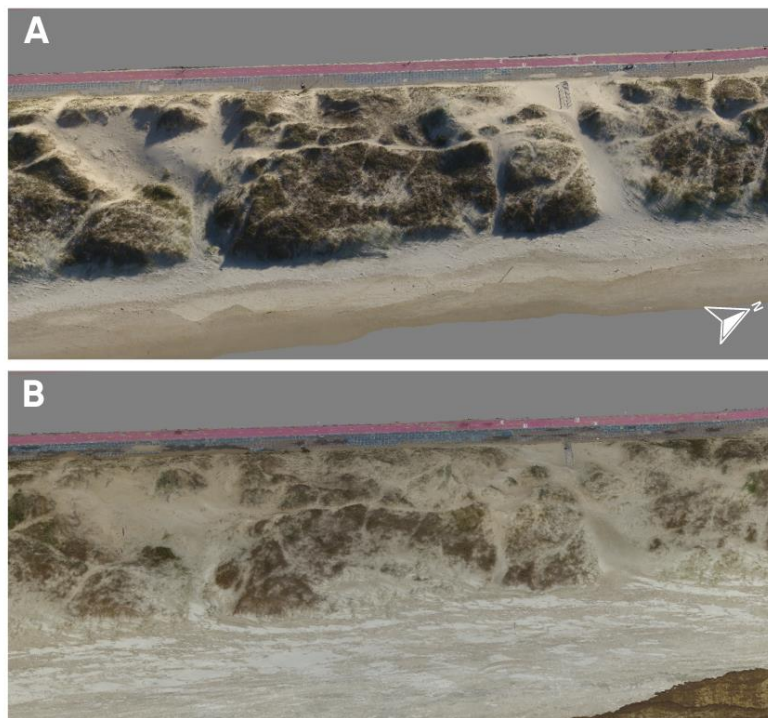
O conjunto comparativo entre e 20 de junho de 2023 e 08 de setembro de 2023 (Fig. 19) notou-se que ao longo do inverno toda área mapeada encontrava-se em erosão, especialmente do setor S-SO (Fig. 20). Para este trecho, observamos que na parte superior da praia coberta foram erodidas entre -0,30 até -0,80 m em alguns pontos. Já o setor N-NE, demonstrou mais estabilidade. Somente na duna frontal que foi medida uma erosão de até 0,20 m de altura (Fig. 21). O sistema eólico próximo a passarela se manteve estável. Nota-se que a face da praia apresentou pequena erosão e que nos locais com vegetação bem desenvolvida, houve pouca alteração morfológica.

Figura 19. Conjunto 3: resultado do cálculo *raster* (C) para as campanhas de 20/06/2023 (A) e 08/09/2023 (B).



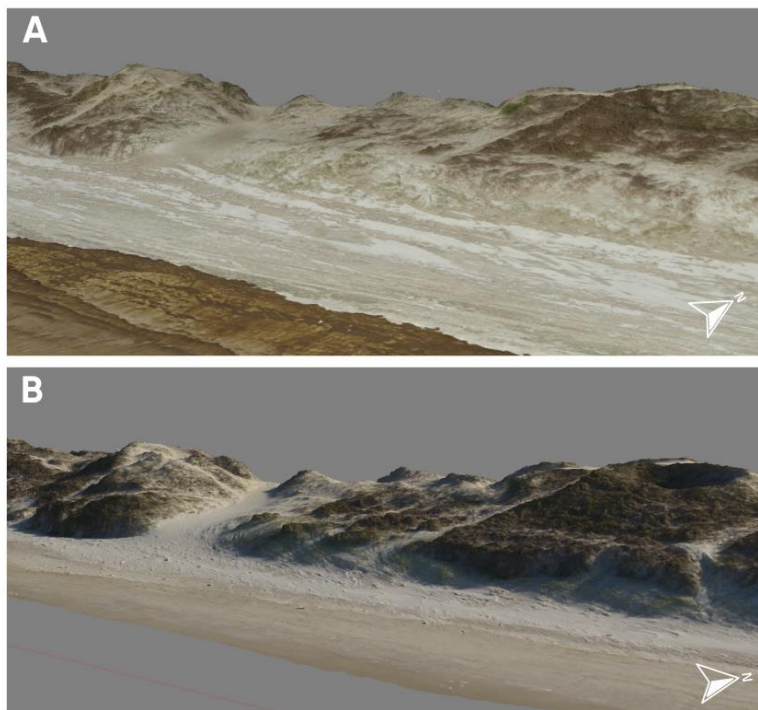
Fonte: Autora, 2024.

Figura 20. Evolução do trecho em 3D que apresentou erosão no setor S-SO do modelo A (20/06/2023) ao B (08/09/2023).



Fonte: Autora, 2024.

Figura 21. Duna frontal em 3D com indicativos de erosão no setor N-NE entre o modelo A (20/06/2023) ao B (08/09/2023).

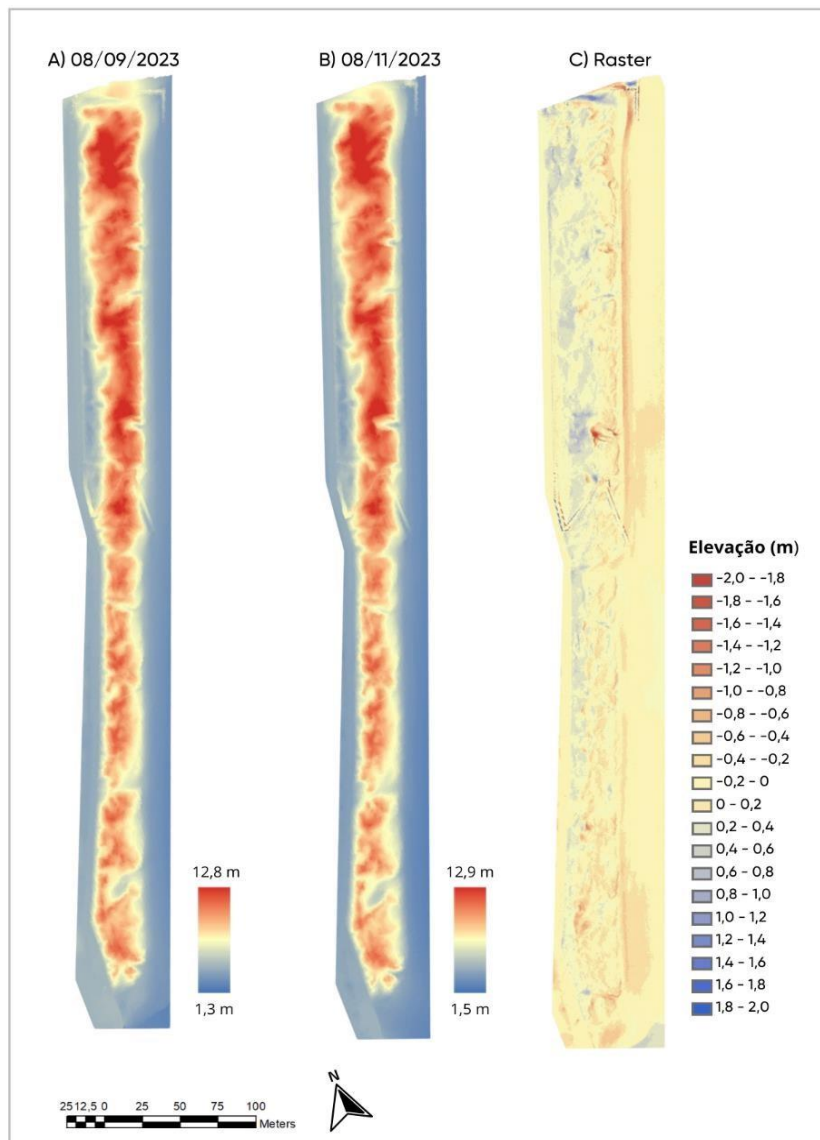


Fonte: Autora, 2024.

O conjunto comparativo entre 08 de setembro de 2023 e 08 de novembro de 2023 (Fig. 22) demonstrou que houve uma erosão contínua em relação a erosão do conjunto anterior, especialmente para o setor N-NE durante a primavera. Neste trecho, nota-se a formação de uma escarpa erosiva causada por um evento climático extremo que erodiu mais 1,05 m da duna frontal (Fig. 23). Nota-se também um aumento significativo nos *blowouts* que chegaram a diminuir a altura em até -2,15 m (Fig. 24).

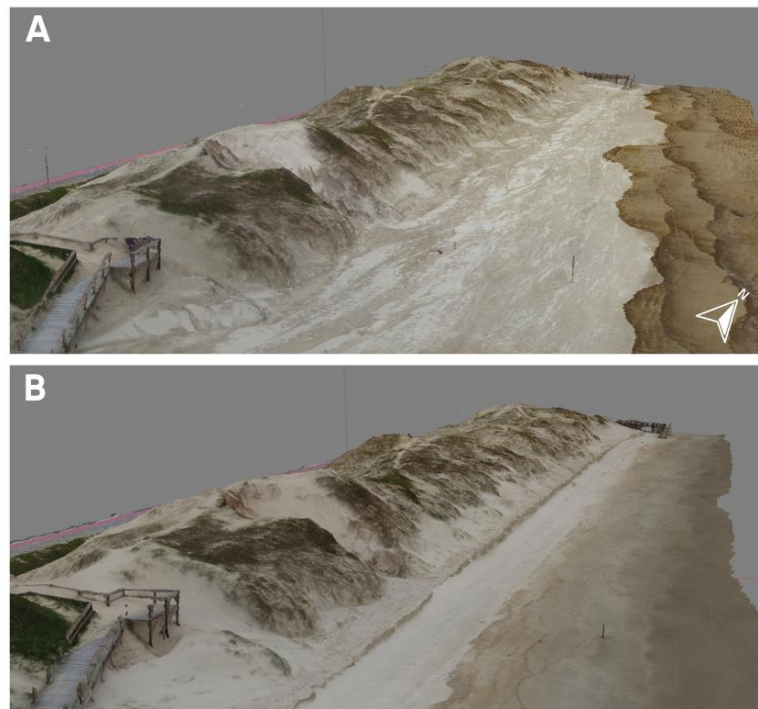
Esse *raster* especificamente mostra que houve uma erosão em toda a face da praia e uma deposição atrás do campo de dunas, em oposição ao que foi identificado para os outros *rasters*. Esse aporte sedimentar apresentou acúmulos de 0,50 a 1,10 m de altura.

Figura 22. Conjunto 4: resultado do cálculo *raster* (C) para as campanhas de 08/09/2023 (A) e 08/11/2023 (B).



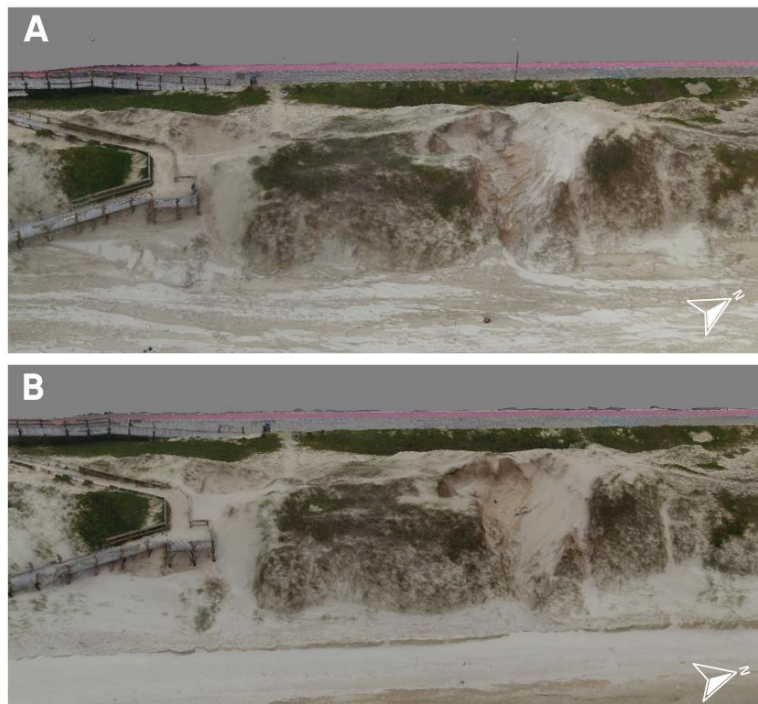
Fonte: Autora, 2024.

Figura 23. Evolução da duna frontal do setor N-NE em 3D entre o modelo A (08/09/2023) e B (08/11/2023) com a formação de uma escarpa erosiva após um evento extremo.



Fonte: Autora, 2023.

Figura 24. Evolução do *blowout* no setor N-NE em 3D entre o modelo A (08/09/2023) e B (08/11/2023).



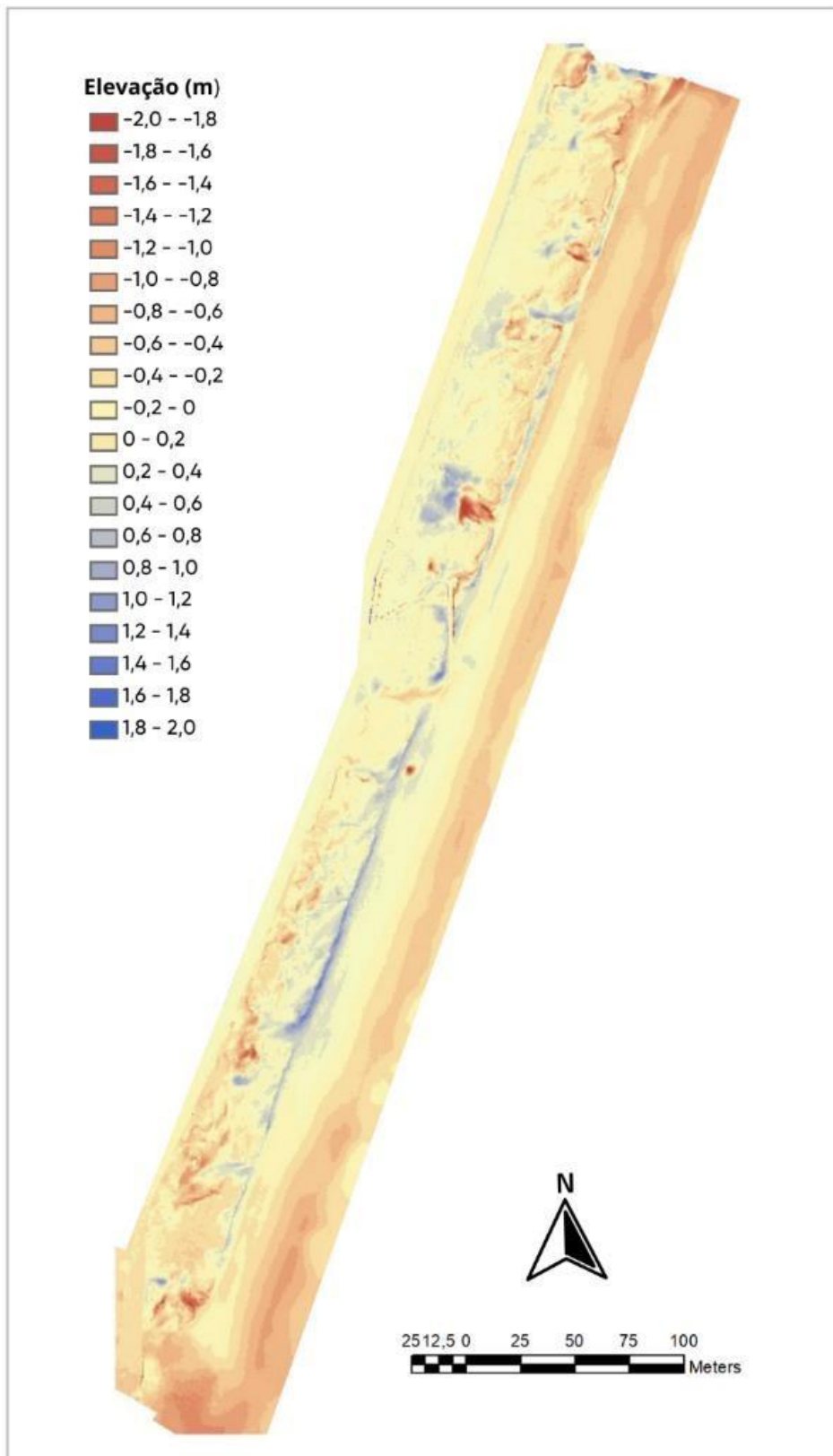
Fonte: Autora, 2024.

Por fim, aplicamos o cálculo *raster* aos modelos inicial de 07/12/2022 e final de 08/11/2023, para obter as diferenças totais na área estudada ao longo deste período.

Morfológicamente, nota-se que o aporte sedimentar foi predominante no setor SSO, especialmente na duna frontal onde houve uma deposição sedimentar de até 1,65 m de altura sobre escarpa de erosão anterior (analisada no modelo de dezembro de 2022), com a formação de uma duna frontal. Por outro lado, no setor N-NE ocorreu o oposto, ou seja, onde ocorria uma duna frontal bem estabelecida, houve uma erosão de até -0,84 m de altura que resultou em uma escarpa. Imediatamente atrás da escarpa, porém, ocorreu uma deposição de até 1,14 m. Essa deposição também foi observada para os *blowouts* de até 1,04 m de altura imediatamente atrás da feição, ou seja, no lobo deposicional a sotavento.

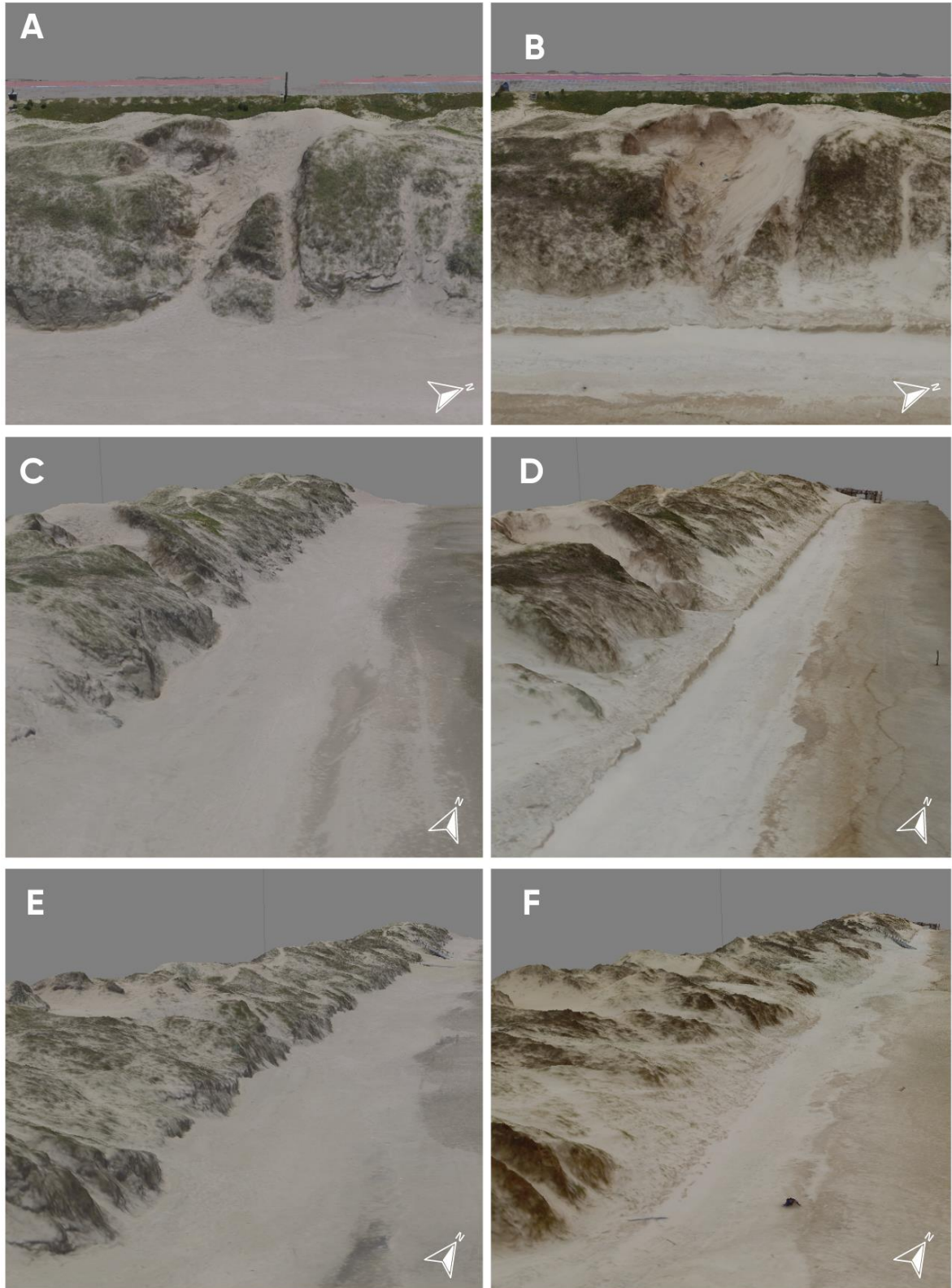
No geral, notamos que a erosão ocorreu principalmente nos *blowouts* e nos extremos dos dois setores, chegando até -2,20 m de altura (Figs. 25 e 26). Observa-se também que a face da praia apresentou alternância de deposição e erosão, atingindo alturas máximas de 0,09 m e mínimas -0,10 m, respectivamente, em grande parte da área.

Figura 25. Produto *raster* da subtração altimétrica dos modelos 07/12/2022 e 08/11/2023.



Fonte: Autora, 2024.

Figura 26. Evolução das feições entre o modelo inicial (07/12/2022) e o final (08/11/2023) em 3D. A-B: evolução do *blowout* ao longo do período estudado, setor N-NE; C-D: evolução da duna frontal e a formação da escarpa, setor N-NE; E-F: aporte sedimentar e formação de duna embrionária, setor S-SO.



Fonte: Autora, 2024.

5. DISCUSSÃO

5.1 DADOS OCEANOGRÁFICOS

5.1.1 Ventos

O regime de ventos ao longo da costa do RS não é homogêneo (MARTINOS *et al.*, 2010), apresentando variações entre os municípios costeiros. Para a praia de Imbé, o regime de ventos correspondeu ao descrito na literatura (TOMAZELLI, 1993; MARTINHO *et al.*, 2010; ROCKETT *et al.*, 2017; PUHL & DILLENBURG, 2018). As análises de vento indicaram que 42% foram classificados como de intensidade fraca, segundo a Escala de Beaufort. Os ventos classificados como forte e muito forte representaram 19%, estando também associados a eventos meteorológicos extremos.

Ventos do quadrante NE foram os mais predominantes ao longo do período de estudo com atividade mais intensificada na primavera e no verão. Inversões periódicas para a direção S e SO foram observadas também, especialmente durante a passagem de sistemas meteorológicos durante o outono e o inverno, no qual atingiram as maiores médias de velocidade ao longo de todo o período de estudo. Cavalcanti & Kousky (2009) já haviam observado que os ventos incidentes no quadrante S-SO são mais frequentes durante o outono e inverno e, geralmente, estão relacionados a eventos extremos, como ciclones extratropicais.

5.1.2 Ondas

O clima de ondas da praia de Imbé correspondeu ao padrão descrito na literatura (TOMAZELLI & VILLWOCK, 1992; TOLDO *et al.*, 1993; WESCHENDFELDER & ZOUAIN 2002) no qual descrevem ondas de energia moderada a alta. As grandes variações de altura de onda amostradas são resultado de diferentes condições meteorológicas ou oceanográficas que ocorreram ao longo do tempo e que a área de estudo está regularmente sujeita (TOMAZELLI & DILLENBURG, 1998; SHORT & KLEIN, 2016). Segundo Tozzi & Calliari (1999), as atividades meteorológicas e oceanográficas mais energéticas iniciam em abril e se prolongam durante o outono e inverno. A série de dados analisada mostra que as maiores médias registradas foram para esse mesmo período incluindo principalmente abril e julho de 2023. Porém, eventos meteorológicos mais severos também foram observados nos meses de primavera, como setembro e novembro

de 2022 e 2023, alcançando alturas de onda muito semelhantes a eventos ocorridos no outono inverno.

A diferença de altura para as duas séries de dados analisados pode ser atribuída a diferentes fatores, como: o tipo de onda, a profundidade e a distância da medida da onda em relação à linha de costa. As ondas de superfície geradas pelas perturbações na interface oceano-atmosfera, resultante da energia transmitida dos ventos para o mar, podem ser classificadas em dois tipos: ondas de vaga (*wind-waves* ou *wind-seas*) e ondulações (*swells*) (YOUNG, 1999; MENG, W. *et al.*, 2023). As vagas são formadas quando o vento incide sobre uma superfície lisa, gerando um atrito que resulta em ondas irregulares e desorganizadas que estão sob influência do campo formador (YOUNG, 1999). À medida que essas ondas se propagam para fora da zona de geração, tendem a se organizar em campos de ondas mais regulares com características semelhantes, resultando nas ondulações. Estas são ondas residuais geradas no sul do Oceano Atlântico que se propagam por longas distâncias, mantendo a sua energia e não sendo mais influenciadas pelo vento que as gerou (ANDRADE *et al.*, 2021).

Neste contexto, os parâmetros mais importantes para descrever as ondas são o comprimento (L), a altura (H) e a profundidade (d) da água sobre a qual estão se propagando (BOSE, 2021). Esses parâmetros estão relacionados a teoria linear das ondas de superfície que explica o caráter dispersivo para ondas com comprimentos mais longos e mais curtos (HOLTHUISEN, 2010). À medida que as ondas se propagam para águas rasas, suas propriedades começam a se alterar, fazendo com que percam o caráter dispersivo conforme interagem com o fundo oceânico. Ou seja, quando a profundidade é igual a metade do comprimento de onda (HOLTHUISEN, 2010).

O método *Sea Sentinels* permite medir a altura das ondas pouco antes da sua quebra na zona de arrebentação em um ponto fixo. Já os resultados da reanálise do ERA5 mostram a altura destas ondas a 35 km da costa e a 35 m de profundidade, onde são lidas as mais representativas. Porém, presume-se que à medida que essas ondas se propagam até a zona de arrebentação, onde serão lidas pela Sentinela, haverá uma perda energética. Isso ocorre devido a interação dessas ondas com o fundo oceânico, gerando um atrito e influenciando na dissipação de energia, o que atenuará a altura da onda (SILVA, TEIXEIRA & CALLIARI, 2018).

Silva, Teixeira & Calliari (2018) verificaram que o fator de atrito não reduz a energia das ondas de forma expressiva. Contudo, para ondas com períodos e alturas

significativas, existe uma maior atenuação da energia de ondas que pode variar de decímetros até 1,6 m a depender da distância isobatimétrica. Logo, ondulações medidas a 35 km da costa atingirão o seu ponto de quebra com energia reduzida, mesmo que em uma baixa proporção. Esse fenômeno explicaria o resultado obtido das médias de altura de onda do método *Sea Sentinels* que foi menor em relação as alturas do conjunto de reanálises do ERA5, sugerindo que existe uma perda média de 28 cm de altura.

As análises relativas ao período das ondas das duas séries também mostram divergências de valores. É necessário considerar que a medida do período pelo método *Sea Sentinels* é realizada a partir de um ponto fixo na primeira arrebentação e se dá pelo intervalo de tempo entre a quebra das ondas. Ondas com menor tamanho e período não quebrarão, portanto, o intervalo entre elas será perdido e/ou superestimado com a próxima leitura. A perda e superestimação do período se devem ao método e somente a ele, pois o parâmetro é conservativo. Dessa forma, conseqüentemente haverá uma diferença na medida do período das ondas para as duas séries, o que explicaria a diferença média de 0,26 s entre os dois métodos.

Weschendfelder & Zouain (2002) verificam em seu trabalho períodos médios de 9,37 s entre os anos de 1993 e 1995 para a praia de Imbé, utilizando a mesma metodologia do *Sea Sentinels*. Os autores demonstram também que a média da altura de ondas na zona de arrebentação durante esse período foi igual a 1,20 m. Isso revela que, mesmo com um intervalo de 28 anos entre a amostragem das séries temporais e observadores distintos, existe uma similaridade e confiança na metodologia. Além disso, Plant & Griggs (1992) registraram uma super e subestimação respectivamente do período e da altura das ondas utilizando a mesma metodologia. Contudo, o método ainda é considerado uma importante fonte de informação para suprir qualitativamente trabalhos na zona costeira.

5.1.3 Morfologia

A interação dos efeitos dos ventos, ondas e correntes, somado às características sedimentares, determina a variação morfodinâmica das praias arenosas da zona costeira do RS (CALLIARI & KLEIN, 1993).

Os valores do parâmetro adimensional ω obtidos nas análises morfodinâmicas indicaram comportamento dissipativo para todo o período estudado, mesmo com variação diária na altura das ondas. A condição dissipativa que caracteriza o segmento costeiro em estudo é coincidente com os tipos de arrebentação determinados pelo coeficiente de

rebentação proposto por Galvin (1968) e analisado por Toldo *et al.* (1993) e Weschendorf & Zouain (2002) que demonstraram que arrebenção varia entre deslizante e mergulhante.

Essa observação vai de encontro ao que se esperava para a localidade, uma vez que apresenta as características morfológicas típicas para praias dissipativas, como ondas moderadas a altas, areia fina e baixa declividade, o que também evidencia que o segmento costeiro em estudo tem influência significativa de ondas em relação às marés, conforme descrito por Tomazelli & Villwock (1992). Além disso, o resultado corresponde ao padrão encontrado nos trabalhos anteriores que descrevem a zona costeira do RS (TOLDO *et al.*, 1993; TABAJARA *et al.*, 2008; SHORT & KLEIN, 2016).

As variações temporais na largura e na morfologia da praia estão relacionadas a variações temporais na altura de ondas, incluindo ciclos de tempestades (HESP, 1999), pois possibilitam que a morfologia da praia se adapte às melhores condições impostas por esses regimes, correspondendo a um equilíbrio dinâmico. Ao longo do período de estudo, o perfil manteve larguras acima de 37 m, especialmente no verão em que o pós-praia se encontrava largo. Contudo, houve eventos que provocaram marés meteorológicas que resultaram na diminuição da largura da praia, chegando a 0 m.

Esse aspecto foi analisado durante o outono e inverno, especificamente nos meses de junho, julho e outubro de 2023, onde a praia atingiu larguras próximas ou iguais a 0 m. Para este mesmo período, a altura média de ondas foi de 3,5 a 4 m com picos de períodos entre 11 e 12 s. Segundo Tozzi & Calliari (2000), essas condições geralmente estão relacionadas a eventos energéticos de sul e apresentam fortes turbulências associadas à mistura de vagas e ondulações, representando as ressacas. As ressacas associam-se também às marés meteorológicas, quando há maiores sobrelevações do nível médio do mar que, conseqüentemente, determinam os baixos valores de largura do pós-praia (TOZZI & CALLIARI, 2000).

Quanto a declividade da praia, ela variou ao longo do período de estudo, especialmente entre verão e inverno. Contudo, mesmo com essa variação, o perfil manteve as características típicas de praias dissipativas, como a topografia suave e a baixa declividade. As maiores médias de declividade registradas estão diretamente relacionadas às variações no perfil causadas por marés meteorológicas sob efeito de eventos extremos, especialmente nos meses de julho, junho e setembro de 2023 em que

houve a formação de berma e escarpas erosivas que foram intensificadas com a ação de um sangradouro próximo ao segmento costeiro em estudo (Fig. 27).

Figura 27. Berma de tempestade formado na face da praia após um evento meteorológico em julho de 2023.



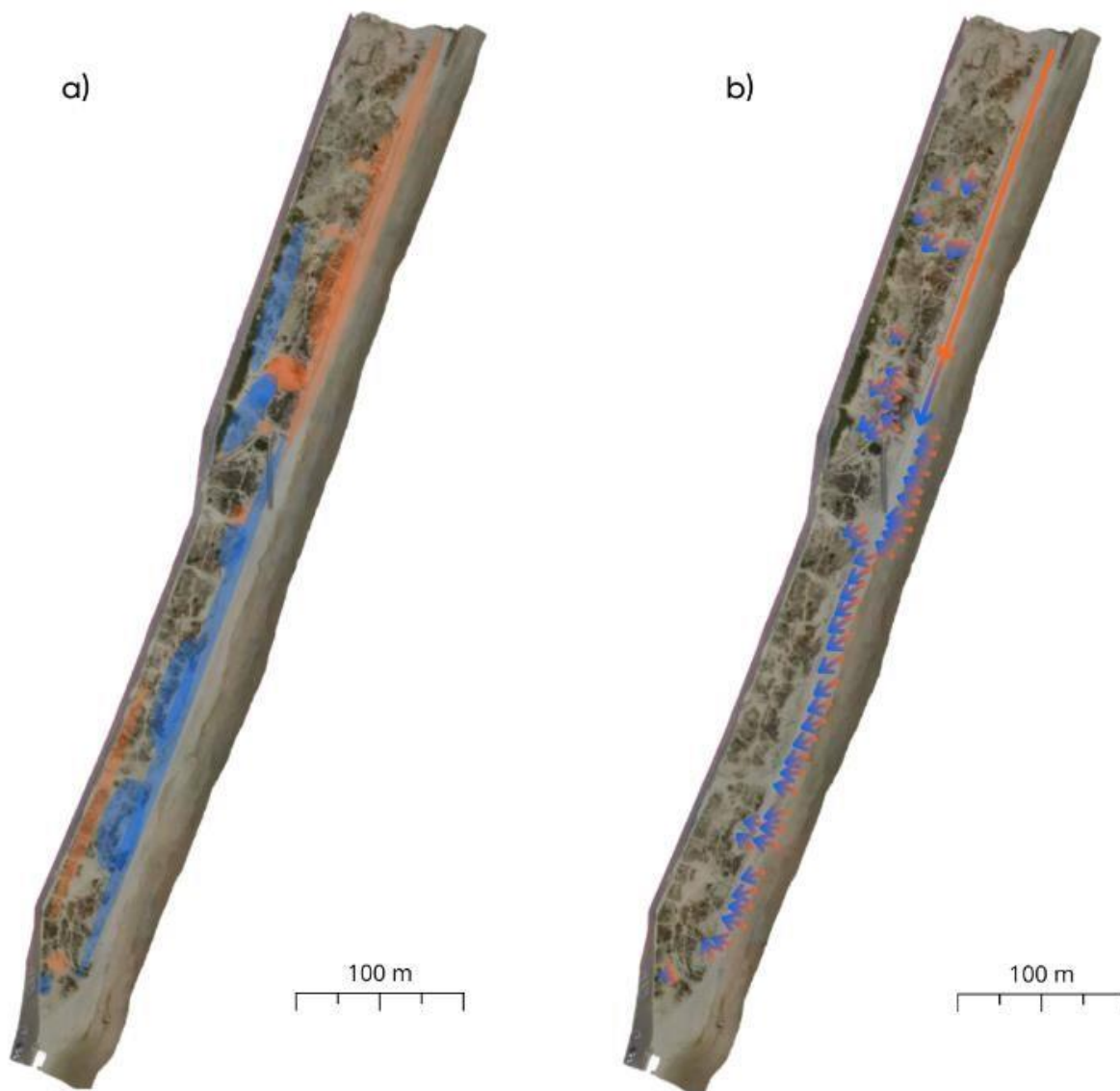
Fonte: Autora, 2023.

5.2 MORFODINÂMICA

A influência do tipo de praia desempenha um importante papel na determinação do transporte sedimentar, sendo facilitada por fatores como: i) um campo de vento estável e uniforme e ii) uma superfície praial plana, horizontal e desobstruída (SHORT & HESP, 1999). A configuração da praia de Imbé favorece essa movimentação de sedimentos, apresentando características ideais para o transporte eólico devido ao seu comportamento dissipativo e à predominância de ventos provenientes de uma única direção.

Nesse contexto, presume-se que as feições observadas no sistema de dunas de Imbé foram moldadas principalmente pela movimentação sedimentar causada pela interação dos ventos, predominantemente do sentido NE-SO. Sugere-se que o sedimento no setor B tenha erodido e migrado em direção S-SO, depositando-se parcialmente no setor A, conforme ilustrado na Figura 28. Essa representação exemplifica como a movimentação sedimentar entre os dois setores poderia ter ocorrido, assumindo que o sedimento ficou retido nesse ambiente, movendo-se apenas para outras zonas dentro do mesmo trecho durante o período observado.

Figura 28. Fluxo de deposição (azul) e erosão (vermelho) nos dois setores. A) zonas de deposição e erosão dentro da área de estudo; B) direção do deslocamento, seguido pela erosão e deposição sedimentar para cada zona.



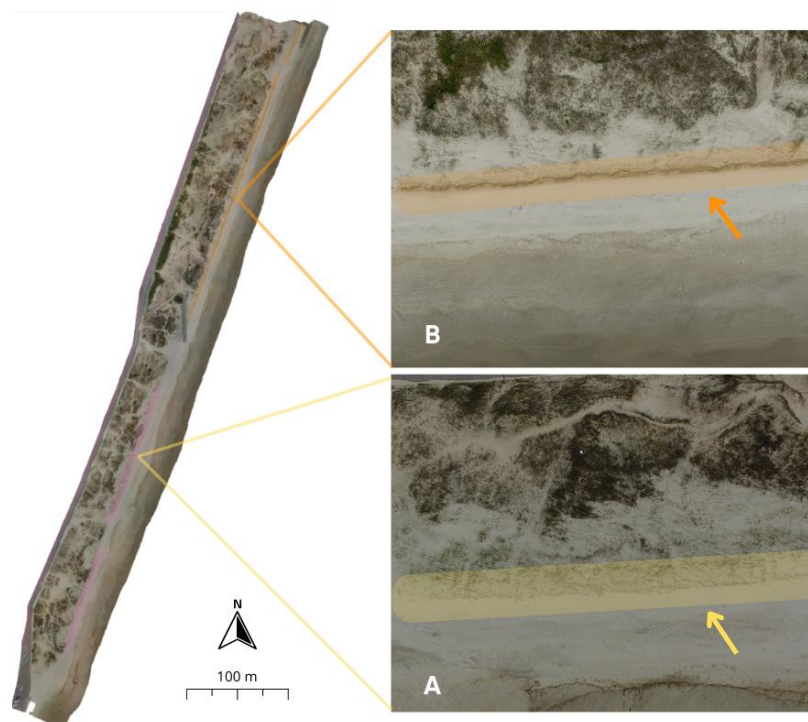
Fonte: Autora, 2023.

Propõe-se ainda que a formação das dunas embrionárias no setor A tenha ocorrido devido ao transporte de sedimentos provenientes dos depósitos secos do pós-praia ou até mesmo do próprio setor B, impulsionado pela ação do vento. A vegetação do campo de dunas facilitou a retenção desses sedimentos, uma vez que a deposição eólica em dunas ocorre dentro do tufo dessa vegetação (SHORT & HESP, 1999).

Entretanto, o setor B exibiu feições erosivas, especialmente do tipo escarpa (Fig. 29), causadas pela ação das ondas de alta energia. Essa erosão pode ser atribuída, possivelmente, aos efeitos do último evento extremo que ocorreu em novembro de 2023 que gerou ondas com mais de 3,5 m de altura. Entre os eventos meteorológicos de alta intensidade em termos de remobilização de sedimentos, esse ciclone extratropical foi o mais significativo, pois o volume erodido na duna que provocou a escarpa foi superior a 1 m. Estes eventos de alta energia são comuns de ocorrer na costa gaúcha e têm apresentado uma tendência de aumento ao longo dos anos (MACHADO & CALLIARI, 2016).

Eventos meteorológicos como ciclones extratropicais de alta intensidade tem papel significativo nas variações de volume de sedimento, pois transferem energia para o mar gerando grandes ondas, que podem causar grandes remobilizações de sedimento praiar (CALLIARI *et al.*, 1996). Esses eventos geram marés meteorológicas, originadas por gradientes bruscos de pressão próximos à zona costeira (MARONE & CAMARGO, 1994; BARLETTA & CALLIARI, 2000).

Figura 29. Orthomosaico da área de estudo à esquerda, com representação das duas feições nos setores indicados (duna embrionária em amarelo e escarpa em laranja). Recorte das duas áreas à direita, destacando a escarpa (Foto B - seta laranja) e a duna embrionária (Foto A - seta amarela).



Fonte: Autora, 2023.

Mesmo sem a formação de novas feições relevantes, percebeu-se a evolução dos *blowouts* já existentes. No setor B por exemplo nota-se que os *blowouts* erodiram, depositando o sedimento no lobo deposicional a sota-vento. O oposto ocorreu no setor A, onde houve um aporte sedimentar nos *blowouts* seguida pela erosão atrás da feição. Isso pode ser atribuído às condições de vento que, dependendo da topografia da duna, facilita a deformação da feição (SHORT & HESP, 1999). Ventos de S-SO associados principalmente a eventos meteorológicos revertem a direção de transporte sedimentar eólico também causando modificações e ou deformando esta feição.

Além do vento como um fator que influencia nas modificações dessas feições, a cobertura vegetal também pode estar relacionada, principalmente quando ela se encontra enfraquecida, reduzida ou morta (SHORT & HESP, 1999). Outros fatores, como a erosão hídrica e atividades humanas que promovem o pisoteio nas dunas, também contribuem para a evolução dos *blowouts* (PORTZ, 2016).

Apesar de o período esperado para as maiores modificações na praia serem outono e inverno devido à incidência de eventos extremos, percebemos que o sistema manteve um comportamento cíclico ao longo das estações, apresentando uma modificação significativa apenas na primavera. Esse comportamento pode ter sido modificado devido às condições anômalas causadas pelo *El Niño*, que pode ter contribuído para a ocorrência de eventos extremos em um momento diferente do esperado. O aquecimento das águas do Oceano Pacífico durante o *El Niño* pode influenciar os padrões de circulação atmosférica em todo o mundo, desencadeando impactos climáticos em diferentes regiões (MUEHE, 2003), incluindo a costa do Rio Grande do Sul. Os fenômenos *El Niño/La Niña* estão associados a mudanças no regime de chuvas e velocidade do vento e podem influenciar diretamente a formação, migração e estabilização dos campos de dunas (MAIA, 2005; MARCOMINI & MAIDANA, 2006).

O evento climático que ocorreu na primavera demonstrou uma grande movimentação sedimentar, até mesmo para fora do sistema praia-duna (Fig. 30). Esse vento foi o mais significativo energeticamente, causando as maiores variações morfodinâmicas e alterações sedimentares nas feições.

Figura 30. Duna formada e cima da ciclovia próxima a área de estudo após o evento meteorológico extremo que atingiu a costa em setembro 2023.



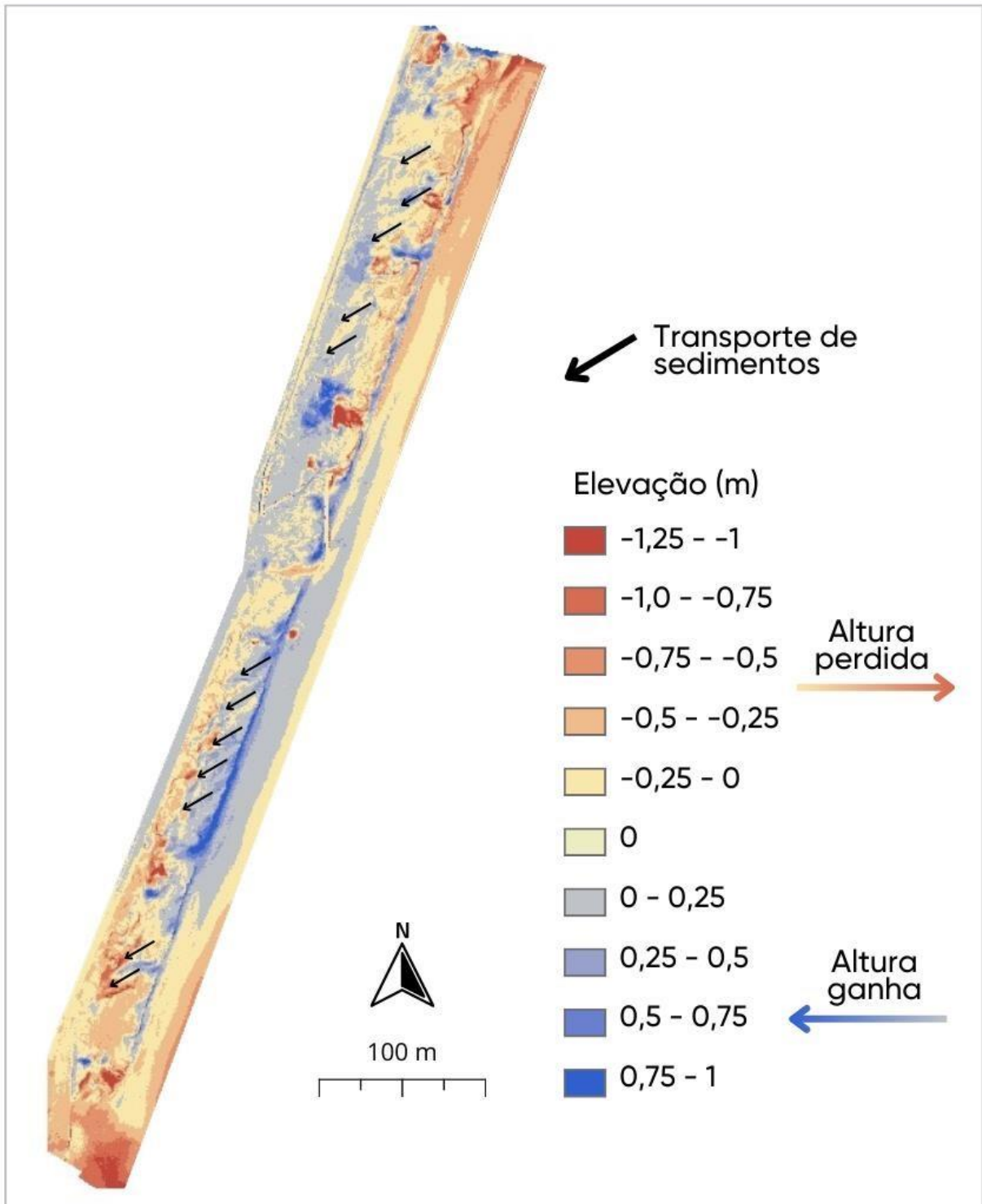
Fonte: Autora, 2023.

5.3 VARIAÇÕES DE ALTURA

Analisando o modelo final, nota-se que a maior parte da área de estudo se manteve entre 0 e 0,25 m, não tendo grandes variações morfológicas, mas demonstrando que houve um aporte sedimentar maior que erosão em termos de altitude das feições. Além disso, na Figura 31 é possível analisar um padrão de direção no transporte sedimentar que teria ocorrido ao longo do tempo sentido NE-SO, evidenciando o comportamento do sedimento que descrevemos anteriormente na Figura 28 e fortalecendo a hipótese de que o sedimento erodido no setor B migrou para A, onde ficou retido durante o período estudado.

Outro aspecto importante que podemos observar na Figura é que o setor B apresentou maior perda sedimentar superior, especialmente na face da praia em relação ao setor A. A sinuosidade e diferenças na topografia das dunas embrionárias bem como na dunas frontais acaba resultando a deposição de sedimentos oriundos da praia em trechos adjacentes, aqui correspondente ao setor A da praia, onde a maior parte do deste trecho mostra que houve um aporte sedimentar superior a perda do setor B.

Figura 31. Modelo *raster* de classificação de volume do sistema praia-duna. As setas pretas indicam o padrão de direção dos sedimentos devido ao vento NE



Fonte: Autora, 2024.

6. CONCLUSÃO

A partir da comparação de métodos tradicionais de medida de parâmetros oceanográficos na zona costeira comparados a análises de modelos foi possível verificar as diferenças energéticas das ondas durante o período estudado. Houve subestimação nas alturas e superestimação nos períodos de ondas medidas na zona de arrebentação, em relação às registradas as 35 m de profundidade pelo conjunto de reanálises do ERA5. Este fato é atribuído a fricção e perda de energia ao longo da propagação para as alturas em relação a costa. Para os períodos são atribuídas as medidas serem feitas preferencialmente em um ponto fixo.

O estado morfodinâmico da praia foi dissipativo ao longo de todo o período de estudo. Houve variação da largura da praia proporcional às épocas do ano, correspondendo às variações energéticas em episódios mais críticos de onda. A análise de declividade demonstrou que a praia se manteve com baixa inclinação, não apresentando grandes modificações.

O regime de ventos se mostrou extremamente relevante para as modificações no sistema praia-duna que manteve um comportamento cíclico ao longo das estações com variações mais significativas relacionadas a eventos extremos, especialmente no outono e inverno. Os ventos no sentido NE foram os principais construtores do sistema eólico, recompondo e recuperando as feições erosivas que formaram entre 2022 e 2023. A área de estudo apresentou uma modificação ainda mais significativa na primavera onde foram registrados ventos com mais de 20 m/s no sentido O e SO, o que poderia estar atribuído às condições anômalas causadas pelo El Niño que contribuiu para a ocorrência de eventos extremos em um período mais tardio do que normalmente registrado em estudos anteriores.

Através da aplicação do método SfM-MVS obteve-se orthomosaicos e MDSs com resoluções e erros menores de 5 cm, o que proporcionou boa representatividade na verificação da mobilidade do sistema praia-duna. Os produtos gerados através dessa metodologia possibilitaram acompanhar períodos de erosão e deposição no segmento costeiro em estudo, bem como a evolução de feições. Os MDSs indicaram que este segmento costeiro teve média de variações entre -0,25 e +0,25 m, mas que localmente apresentaram em algumas feições perdas de -1,25 e somas de até 2 m de altura. As

perdas mais significantes estão atribuídas às escarpas erosivas causadas em novembro de 2023 pela ação de ondas após um evento extremo que elevou o nível do mar.

Percebeu-se que a mobilidade sedimentar deste sistema foi proporcional às variações energéticas superimpostas pela ação dos condicionantes principais, no caso, eventos com maiores energias de ventos e ondas que causaram erosões significativas. No entanto também foi evidenciado um período de baixa mobilidade e estabilização, com reduzidas modificações entre abril e junho de 2023. Isso revela a complexidade dos processos costeiros somados aos ajustes morfológicos deste sistema praia-duna estudado.

A metodologia empregada demonstrou-se coerente quando comparada a trabalhos realizados na zona costeira do RS, em especial o método SfM-MVS que mostrou-se uma ferramenta alternativa com considerável resolução de análise morfológica em escala espacial e temporal, mesmo considerando suas limitações. Para futuros trabalhos recomenda-se testar que o método *Sea Sentinels* seja aplicado com exata sincronia no tempo com dados de outro método. Desta forma, a análise comparativa com outros conjuntos de dados extraídos de boias oceanográficas, modelos e/ou reanálises, poderão ser melhor ajustados. Além disso, o trabalho obteve uma limitação quanto ao cálculo de volume por fatores, como: diferenças espaciais entre modelos, diferenças nas representatividades deste sistema ao longo do segmento costeiro e a complexidade de perda e ganho de sedimentos no sentido transversal a linha de costa. A compartimentação amostral de pequenos setores poderá trazer informações mais precisas nessas modificações de volume.

REFERÊNCIAS

- ALBURQUERQUE, M. DA G., ALVES, L., DEIVID, C., ESPINOZA, J. M. DE A., OLIVEIRA, U. R. & SIMÕES, R. S. 2018. **Determining shoreline response to meteoceanographic events using remote sensing and unmanned Aerial Vehicle (UAV): case study in Southern Brazil.** Journal of Coastal Research, 85(sp1): 766770. DOI: 10.2112/SI85-154.1.
- ALMEIDA, L. E. S. B., ROSAURO, N. M. L., & TOLDO JR, E. 1997. **Análise Preliminar das marés da barra do Rio Tramandaí, RS.** In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos 12, 1997.
- ALMEIDA, L.E.S.B., ROSAURO, N.L., TOLDO JR., E.E., & GRUBER, N.L.S. 1999. **Avaliação da profundidade de fechamento para o litoral norte do Rio Grande do Sul.** Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos 13, 1999.
- ALURA. 2021. **Métricas e avaliação para séries temporais.** (Acessado em julho de 2023, via <http://www.alura.com.br/artigos/metricas-de-avaliacao-para-series-temporais>).
- ANDRADE, M. M., TOLDO JR., E. E., & NUNES, J. C. R. 2017. **A maré astronômica no sul do Brasil é realmente tão pequena?** Congresso Latino-Americano de Ciências do Mar.
- ANDRADE, M. M., TOLDO JR., E. E., GUIMARÃES, P. V., & BOSE, N. de A. 2021. **Shallow-water circulation on the northern coast of Rio Grande do Sul, Brazil: A wave-dominated system.** Regional Studies in Marine Science, 47:101973. DOI: 10.1016/j.rsma.2021.101973.
- ARAÚJO, R. V., PEREIRA, P. S., LINO, A. P., ARAÚJO, T. M. & GONÇALVES, R. M. 2021. **Morphodynamic study of sandy beaches in a tropical tidal inlet using ARPS.** Marine Geology, 438:106540. DOI: 10.1016/j.margeo.2021.106540.
- BARLETTA, R. DO C., & CALLIARI, L. J. 2001. **Determinação da intensidade das tempestades que atuam no litoral do Rio Grande do Sul, Brasil.** Pesquisas em Geociências, 28(2): 117-124. DOI: 10.22456/1807-9806.20276.
- BELL, B., *et al.* 2021. **The ERA5 global reanalysis: Preliminary extension to 1950.** Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, volume 147. p. 4186-4227. DOI: 10.1002/qj.4174.

BOSE, N. A. 2021. **Sensibilidade do modelo de ondas SWAN às forçantes atmosféricas e condições de contorno: Um estudo de caso na região costeira do sul do Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.** Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. (Acessado em agosto de 2023, disponível em <http://hdl.handle.net/10183/221884>).

DILLENBURG, S. R., TOMAZELLI, L. J., & LUMMERTZ, C. 1998. **A variabilidade morfológica das barreiras costeiras holocênicas do Estado do Rio Grande do Sul.** Geosul, 14(27): 115-127.

DILLENBURG, S. R., ROY, P. S., COWELL, P. J., & TOMAZELLI, L. J. 2000. **Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by shoreface translation-barrier model (STM).** Journal of Coastal Research, 16(1): 71-81.

DILLENBURG, S.R., BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., CARON, F., SAWAKUCHI, A.O., 2017. **The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7–6 ka.** Mar. Geol. 390, 106–119. DOI: 10.1016/j.margeo.2017.06.007.

CALLIARI, L. J., SPERANSKI, N. S., & BOUKAREVA, I. I. 1998. **Stable focus of wave rays as a reason of local erosion at the Southern Brazilian coast.** Journal of Coastal Research, 37: 19-23.

CALLIARI, L. J., MUEHE, D., HOEFEL, F. G., & TOLDO, E. Jr. 2003. **Morfodinâmica praias: uma breve revisão.** Revista Brasileira de Oceanografia, 51(único):63-78. DOI: 10.1590/S1413-77392003000100007.

CARRIVICK J.L., SMITH M.W., & QUINCEY D.J. 2016. **Structure from Motion in the Geosciences.** West Sussex: John Wiley & Sons. DOI: 10.1002/9781118895818.

CASELLA, E., ROVERE, A., PEDRONCINI, A., STARK, C. P., CASELLA, M., FERRARI, M., FIRPO. 2016. **Drones as tools for monitoring beach topography changes in the Ligurian Sea (NW Mediterranean).** Geo-Mar Lett, 36:151-163. DOI: 10.1007/s00367-016-0435-9.

EUROPEAN CENTRE FOR MEDIUM-RANGE WEATHER FORECAST - ECMWF. 2023. **Reanalysis v5 (ERA5): data documentation**. (Acessado em junho de 2023, disponível em <http://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5%3A+data+documentation>).

GARRISON, Tom. **Fundamentos de Oceanografia**. São Paulo, Cengage Learning, 2016/Essentials of oceanography, 4° edição, 2006.

GIBBS, R. J., MATTHEWS, M. D., LINK, D. A. 1971. **The relationship between sphere size and settling velocity**. Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 41, No. 1, p.7-18.

GOURLAY, M.R. 1968. **Beach and dune erosion tests**. Delft Hydraulics Laboratory, **Report-level fall**. Brazilian Journal of Geology 47 (2), 183–207. DOI: 10.1590/2317-4889201720160138.

GONÇALVES, R. M., HOLANDA, T. F., QUEIROZ, H. A. A., SOUSA, P. H. G. O., & PEREIRA, P. S. 2022. **Exploring ARPs potentiality using a RHB câmera to understand short term variation on sandy beaches**. Catena, 210(2022): 105949. DOI: 10.1016/j.catena.2021.105949.

HERSBACH, H. *et al.* 2020. **The ERA5 global reanalysis**. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. p. 1999-2049. DOI: 10.1002/qj.3803.

INPE – **Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos**. (Acesso em julho de 2023, disponível em <http://tempo.cptec.inpe.br/rs/imbe>).

INMAN, D. L., & NORDSTROM, C. E. 1971. **On the Tectonic and Morphologic Classification of Coasts**. The Journal of Geology, 79(1), 1–21. DOI: 10.1086/627583.

LEACH, C., HAGUE, B. S., KENNEDY, D. M., CARVALHO, R. C., & IERODIANCONOU, D. 2021. **Identifying oceanographic conditions conducive to coastal impacts on temperate open coastal beaches**. Natural Hazards, 109:499521. DOI: 10.1007/s11069-021-04845-z.

LEACH, C., *et al.* 2023. **Measuring drivers of shoreline and subaerial beach change using limited datasets in a temperate, wave-dominated sandy system: Inverloch, Australia**. Ocean and Coastal Management, 240-106641. DOI: 10.1016/j.ocecoaman.2023.106641.

LUIJENDIJK, A.; HAGENAARS, G.; RANASINGHE, R., BAART, F.; GENNADII, D.; ARNINKHOF, S. **The state of the world's beaches**. Scientific Reports-Nature, v. 8, n. 6641, p. 1-11, 2018. DOI: 10.1038/s41598-018-24630-6

MACHADO, A. A., & CALLIARI, L. J. 2016. **Synoptic systems generators of extreme wind in Southern Brazil: atmospheric conditions and consequences in the coastal zone**. Journal of Coastal Research, 75(sp1): 1182-1186. DOI: 10.2112/SI75-237.1.

MAIA, L. P., FREIRE, G. S. S., LACERDA, L. D. 2005. **Accelerated dune migration and aeolian transport during El Niño events along the NE Brazilian Coast**. Journal of Coastal Research, 21(6): 1121-1126.

MARENGO, J.A.; CAMARGO, C.C. **Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960-2002**. International Journal of Climatology, v.28, p.893-904, 2008. DOI: 10.1002/joc.1584. DOI: 10.1002/joc.1584.

MARCOMINI, S. C., MAIDANA, N. 2006. **Response of aeolian ecosystems to minor climatic changes**. Journal of Coastal Research. SI 39: 204-208.

MARTINHO, C.T., DILLENBURG, S.R., HESP, P.A., 2008. **Mid to late Holocene evolution of transgressive dunefields from Rio Grande do Sul coast, southern Brazil**. Mar. Geol. 256 (1– 4), 49–64. DOI: 10.101j.margeo.2008.09.006.

MARTINHO, C.T., HESP, P.A., DILLENBURG, S.R., 2010. **Morphological and temporal variations of transgressive dunefields of the northern and mid-littoral Rio Grande do Sul coast**, 10 V.J.B. Bitencourt *et al.* / Geomorphology 360 (2020) 107180 Southern Brazil. Geomorphology 117, 14–32. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.11.002.

MELO, E. 1993. **The Sea Sentinels Project: watching waves in Brazil**. Symposium on Coastal and Ocean Management, COASTAL ZONE 95 – ASCE. Saint Louis, USA. pp.505-517.

MENG, W., LI, S., WANG, X., & JIANG, H. 2023. **Wind-sea and swell separation of 1D wave spectrum by deep learning**. Ocean Engineering, 270-113972. DOI: 10.1016/j.oceaneng.2023.113672.

MUEHE, D. 2003. **Beach Morphodynamic Research in Brazil: Evolution and Applicability** Journal of Coastal Research, Special Issue: Proceedings Of The

Brazilian Symposium On Sandy Beaches: Morphodynamics, Ecology, Uses, Hazards And Management (Spring,),. 35. pp. 32-42.

NIMER, E. 1977: Clima. In: **Geografia do Brasil - Região Sul**. Rio de Janeiro: IBGE/SERGRAF. v.5. p. 35-79.

PAINEL INTERGOVERNAMENTAL SOBRE MUDANÇAS CLIMÁTICAS. 2023. **Relatório de síntese AR6: mudanças climáticas 2023**. (Acessado em julho de 2023, disponível em <http://www.ipcc.ch/report/sixthassessment-report-cycle/>).

PAOLA, G. DI., AMODIO, A. M., DILAURO, G., RODRIGUEZ, G., & ROSSKOPF, C. M. 2022. **Shoreline evolution and erosion vulnerability assessment along the central adriatic coast with the contribution of UAV beach monitoring**. *Geosciences*, 12(10): 353. DOI: 10.3390/geosciences12100353.

PARISE, C. L., 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. DOI: 10.1590/S1679-87592009000300002.

PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A. **Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification**. *Hydrology and Earth System Sciences*. No. 11, p. 1633-1644, 2007. (Acessado em setembro de 2023, disponível em <http://www.hydro-earth-systsci.net/11/1633/2007/hess-11-1633-2007.pdf>).

PEREIRA, P. DE S. **Morfodinâmica da praia do Cassino (RS): variabilidade temporal dos bancos arenosos e alterações das ondas pela presença de depósitos lamíticos**. **Doctoral thesis**. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Química, Física e Geológica da Universidade Federal do Rio Grande. p. 131.

PUHL, P.R. & DILLENBURG, S.R. 2018. **Controles no desenvolvimento dos campos transgressivos de dunas da barreira costeira holocênica, litoral norte do Rio Grande do Sul**. *Pesquisas em Geociências*, 45: e0652. DOI: 10.22456/1807-980685642.

PORTZ, L., MANZOLLI, R. P., MIZUSAKI, A. M. 2016. **Dunas costeiras - quanto mais você sabe, mais você vai apreciar este ecossistema natural**. Edição 1: Publisher: Editora UFRGS ISBN: 978-85-61424-46-6.

REIS, J. S. 2022. **Aspectos dinâmicos e climatológicos dos ciclones bombas no hemisfério sul**. **Tese (doutorado)**. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro

de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas. p. 129.

SCARELLI, F. M., CANTELLI, L., BARBOZA, E. G., ROSA, M. L. C. C., & GABBIANELLI, G. 2016. **Natural and anthropogenic coastal system comparison using DSM from a low cost UAV survey (Capão Novo, RS/Brazil)**. Journal of Coastal Research, 75(sp1): 1232-1236. DOI: 10.2112/SI75-247.1.

SCARELLI, F. M., SISTILLI, F., FABBRI, S., CANTELLI, L., BARBOZA, E. G., & GABBIANELLI, G. 2017. **Seasonal dune and beach monitoring using photogrammetry from UAV surveys to applu in the ICZM on the Ravenna coast (Emilia-Romagna, Italy)**. Remote Sensing Applications: Society and Environment, 7: 27-39. DOI: 10.1016/j.rsase.2017.06.003.

SEDGEWICK, R. & WAYNE, K. 1998. **Algorithms – Hash Tables**. 4° edição. (Acessado em junho de 2023, disponível em <http://algs4.cs.princeton.edu/34hash/>).

SHORT, A. D. 1999. **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**. 1nd ed. John Wiley & Sons, Ltd Press: 379.

SHORT, A. D., & HESP, P. A. 1982. **Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia**. Marine Geology, 48: 259-284. DOI: 10.1016/00253227(82)90100-1.

SHORT, A. D., & KLEIN, A. H. DA F. 2016. **Brazilian beach systems**. Springer - Coastal Research Library, Press: 74. DOI: 10.1007/978-3-319-30394-9.

SILVA, J. V. da, TEIXEIRA, P. R. F., & CALLIARI, L. J. (2018). **Análise numérica da propagação de ondas sobre a plataforma continental interna e antepraia da costa sul do Brasil: de Torres a Mostardas**. Pesquisas Em Geociências, 41(3), 273–285. DOI: 10.22456/1807-9806.78103.

SILVA, J. V. DA, TEIXEIRA, P. R. F., & CALLIARI, L. J. (2018). **Análise numérica da propagação de ondas sobre a plataforma continental interna e antepraia da costa sul do Brasil: de Torres a Mostardas**. Pesquisas Em Geociências, 41(3), 273–285. DOI: 10.22456/1807-9806.78103.

SOUZA, C. R. DE G. 2009. **Coastal erosion and the coastal zone management challenges in Brazil**. Journal of Integrated Coastal Zone Management, 9(1): 17-37. DOI: 10.5894/rgci147.

SOUZA, C. R. DE O., SUGUIO, K., OLIVEIRA, A. M. DOS S., & OLIVEIRA, P. E. DE. 2008. **Quaternário do Brasil**. 2nd ed. São Paulo, Brasil: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA Press: 381. Energy, v. 51, n. 4, p. 289-291, 1993.

STICA, J. M., ZALÁN, P. V., FERRARI, A. L. **The Evolution of riting on the volcanic margino f the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná-Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic**. Mar. Petl Geol. 50, 1-21. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2013.10.015.

TABAJARA, L. L. 2004. **Resultante geológica causada pela passagem do Ciclone Catarina no litoral norte do Rio Grande do Sul**. Salão de Iniciação Científica 2004, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2: 125-130.

TABAJARA, L. L., ALMEIDA, L.E.S.B., MARTINS, L.R. 2008. **Morfodinâmica bi tridimensional de praia e zona de surfe intermediária-dissipativa no litoral Norte, RS**. Gravel, 6(1): 81-97.

TABAJARA, L. L. C. A., OLIVEIRA, J. F DE., LEITE, P. T., OLIVEIRA, R. M. DE., FRANCHINI, R. A. L., CRISTIANO, A. C., & CLAUSSEN, M. R. S. 2023. **Critérios para a classificação e manejo de costa arenosa dominada por ondas e com intensa ocupação urbana: o caso de Imbé, RS, Brasil**. Revista da Gestão Costeira Integrada, 13(4):409-431. DOI: 10.5894/rgci381.

TOLDO, E. JR., DILLENBURG, S., ALMEIDA, L., TABAJARA, L., MARTINS, R., & CUNHA, L. 1993. **Parâmetros morfodinâmicos da praia de Imbé, RS**. Pesquisas em Geociências, 20(1): 27-32. DOI: 10.22456/1807-9806.21279.

TOLEDO, C. W. S. 2017. **Estudo das forçantes físicas nas oscilações de nível no estuário da Lagoa de Tramandaí**. Universidade Federal do Rio Grande, Tese de Graduação em Oceanologia. p. 27.

TOMAZELLI, L.J., 1993. **O Regime dos Ventos e a Taxa de Migração das Dunas Eólicas Costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil**. Pesquisas em Geociências 20 (1), 18–26. DOI: 10.22456/1807-9806.21278.

TOZZI, H. A. DE M., & CALLIARI, L. J. 2000. **Morfodinâmica da praia do Cassino, RS**. Pesquisas em Geociências, 27(1): 29-42. DOI: 10.22456/1807-9806.20176.

- TURNER, I. L., HARLEY, M. D., & DRUMMOND, C. 2016. **UVAs for coastal surveying**. *Coastal Engineering*, 114: 19-24. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2016.03.011.
- VIANNA, C. D., GROHMANN, C. H., BUSARELLO, M. DOS S. T., & GARCIA, G. P. B. 2018. **Structural analysis of clastic dikes using Structure from Motion – MultiView Stereo: case-study in the Paraná Basin, southeastern Brazil**. *Brazilian Journal of Geology*, 48(4): 839-852. DOI: 10.1590/2317-4889201800201898.
- VIANNA, H. D., CALLIARI, L. J., & VIANNA, S. D. 2020. **Flood and erosion on the Northern coast of Rio Grande do Sul – Brazil, Case study: the storm surge of october 2016**. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 21, n° 4. DOI: 10.20502/rbg.v2li4.1749.
- VILLWOCK, J.A., TOMAZELLI, L.J., LOSS, E.L., DEHNHARDT, E.A., HORN, N.O., BACHI, F.A., DEHNHARDT, B.A., 1986. **Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province**. In: Rabassa, J. (Ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. 4. A. A. Balkema, Rotterdam, pp. 79–97.
- WESCHENFELDER, J., CORRÊA, I.C.S., ALIOTTA, S., BAITELLI, R., 2010. **Paleochannels related to late quaternary sea-level changes in Southern Brazil**. *Braz. J. Oceanogr.* 58, 35–44. DOI: 10.1590/S1679-87592010000600005.
- WRIGHT, L. D., & SHORT, A. D. 1984. **Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis**. *Marine Geology*, 56: 93-118. DOI: 10.1016/00253227(84)90008-2.
- YOUNG, I. R. 1999. **Wind generated ocean waves**. Elsevier Ocean Engineering Series, Vol 2. DOI:10.1016/s1571-9952(99)x8001-9

ANEXOS

Anexo 1. Ficha de dados observacionais utilizada em campo. Hs: altura significativa de onda; P: período de onda; P1: face da praia; P2: meio da praia.

Localidade:							
Observador:							
Data:				Hora:			
Hs =				P =			
Largura da praia:				Vel. do vento:			
Declividade	P1 (face):			Direção do vento:			
	P2 (meio):						
	P3 (base da duna):						
Observações:							

Fonte: Autora, 2023.