



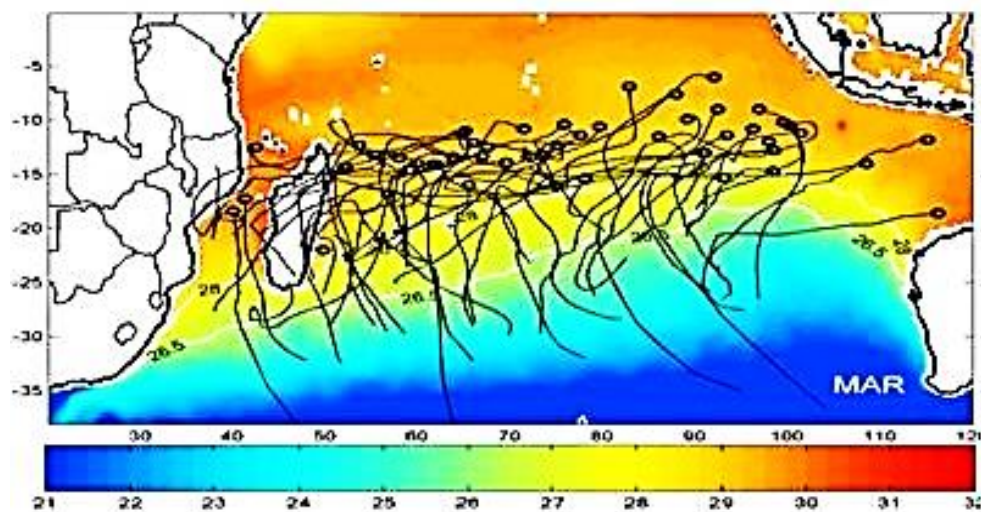
UNIVERSIDADE  
EDUARDO  
MONDLANE

ESCOLA SUPERIOR DE CIÊNCIAS MARINHAS E COSTEIRAS

Licenciatura em Oceanografia

Monografia

## Modelagem Numérica das Ondas de Tempestade na Costa de Moçambique: o caso dos ciclones Idai e Kenneth.



Autor:

João Domingos Maúnze Júnior

Quelimane, Abril de 2026



ESCOLA SUPERIOR DE CIÊNCIAS MARINHAS E COSTEIRAS

Monografia submetida como requisito parcial para a obtenção do grau de Licenciatura em  
Oceanografia

**Modelagem Numérica das Ondas de Tempestade na Costa de  
Moçambique: o caso dos ciclones Idai e Kenneth.**

**Autor:**

(João Domingos Maúnze Júnior)

**Presidente:**

(MSc. Banito Bene Magestade)

**Avaliador:**

(MSc. Nélcio Das Neves Olivio Siteo)

**Supervisor:**

(Prof. Doutor Fialho Paloge Juma Nehama)

(Prof. Doutor Héctor Hito Andrés Sepúlveda Allende)

Quelimane, Abril de 2026

## Dedicatória

Dedico este trabalho, em primeiro lugar, a Deus, o Autor da ciência e da vida, que me concedeu sabedoria, perseverança e a oportunidade de desvendar, ainda que de forma limitada, as complexidades da Sua criação oceânica.

A minha amada Mãe, **Alia Pedro Chichongue** e minha querida tia, **Cadúcia Roberts**, alicerces inabaláveis da minha existência. Pelo amor incondicional, pelos sacrifícios incontáveis, por cada oração e por acreditarem nos meus sonhos, mesmo quando eu duvidava. Este trabalho é tanto vosso quanto meu.

## **Agradecimentos**

A minha gratidão eleva-se, antes de tudo, ao Altíssimo, Autor de toda sabedoria. Pela força nos momentos de desânimo e por colocar no meu caminho pessoas extraordinárias. *Soli Deo Gloria.*

Ao meu supervisor, **Prof. Doutor Fialho Nehama**, pela orientação rigorosa e confiança depositada. Ao meu co-supervisor, **Prof. Doutor Héctor Sepúlveda**, pelo suporte técnico e acesso ao cluster NLCHP.

Aos docentes da ESCMC-UEM, pelo conhecimento transmitido. Aos meus colegas **Martins, Jeltino, Shelton, Levy, Nildo, José, André, Mouzinho, Flávia, Margarida, Aias, Carina, Cármen, Tifan, Cristo, Cláudio, Cuvaca, Esvencio, Nelda, João, Manucha e Ivandro**, pela camaradagem e aos que mais do que colegas, foram irmãos de sobrevivência durante a minha estadia em Quelimane, **Bélcia, Jéssica, Amilton, Oliveira, Renato, Júlia, Anadger, Jochon e Adonai**.

À minha família: meu pai, **João Domingos Maúnze**, irmãs: **Edna Sheila Maúnze, Carmén Catarina Maúnze** e sobrinhos: **Hachura, Enderson, Ávla e Jaden** meu suporte. À pessoas especiais: **Líria Hermínia Maurício, João Pité e Joel Jonito**, pela convivência, presença e apoio.

A todos que contribuíram, o meu sincero obrigado. Que este estudo contribua para a protecção das comunidades costeiras moçambicanas.

## Declaração de honra

Eu, **João Domingos Maúnze Júnior**, declaro por minha honra que esta monografia, intitulada "Modelagem Numérica das Ondas de Tempestade na Costa de Moçambique: o caso dos ciclones Idai e Kenneth", nunca foi apresentada para obtenção de qualquer grau académico e constitui o resultado do meu trabalho individual. Declaro, ainda, que todas as fontes bibliográficas foram devidamente citadas e referenciadas, em conformidade com as normas da Escola Superior de Ciências Marinhas e Costeiras da Universidade Eduardo Mondlane. Esta monografia é apresentada para obtenção do grau de Licenciatura em Oceanografia.



---

(João Domingos Maúnze Júnior)

## Resumo

O presente estudo analisou as ondas de tempestade geradas pelos ciclones Idai e Kenneth (2019) na costa de Moçambique, utilizando o modelo CROCO a  $1/12^\circ$  de resolução. Foram executados três experimentos para cada ciclone (Maré+Vento, Apenas Maré, Apenas Vento), permitindo decompor a elevação total e quantificar a interação não-linear. A validação com dados maregráficos de Pemba e Inhambane (2007) revelou  $R^2 = 0,969$  e  $RMSE = 0,221$  m em Pemba, e  $R^2 = 0,850$  e  $RMSE = 0,349$  m em Inhambane. A análise harmónica evidenciou sobrestimação das constituintes semi-diurnas (+17,1% para M2) e subestimação das diurnas (-12,2% para K1) em Pemba, padrão atribuído à suavização batimétrica. A maré astronómica revelou-se dominante, contribuindo com ~92% no Idai e ~97,8% no Kenneth, confirmando o carácter meso a macrotidal da plataforma costeira ocidental do Canal de Moçambique. O *surge* residual foi de +0,823 m na Beira e +0,107 m em Pemba, diferença de 7,7 vezes explicada por três factores: *stress* de vento ~3,3 vezes superior no Idai; amplificação morfológica da Baía de Sofala; e desfasamento temporal favorável ( $\Delta t = -6,0$  h no Idai versus 5,0 h no Kenneth). A interação não-linear foi sistematicamente negativa (média de -0,256 m na Beira e -0,486 m em Pemba), governada pela amplitude de maré e não pela intensidade ciclónica, tendo-se demonstrado a superioridade do limiar dinâmico ( $\mu + 2\sigma$ ) sobre o fixo de 2,0 m para identificação de eventos extremos. Os resultados evidenciam que a severidade das ondas de tempestade em Moçambique resulta da complexa interação entre forçamento atmosférico, maré e geomorfologia, não podendo ser prevista apenas pela intensidade ciclónica.

**Palavras-chave:** Ondas de tempestade · Ciclones tropicais · Modelagem hidrodinâmica · Interações não-lineares maré-*surge* · Moçambique

## Abstract

This study analyzed the storm surges generated by tropical cyclones Idai and Kenneth (2019) along the Mozambique coast using the CROCO model at  $1/12^\circ$  resolution. Three experiments were conducted for each cyclone (Tide+Wind, Tide-Only, Wind-Only), allowing the decomposition of total sea level elevation and quantification of nonlinear interactions. Validation with tide gauge data from Pemba and Inhambane (2007) revealed  $R^2 = 0.969$  and  $RMSE = 0.221$  m at Pemba, and  $R^2 = 0.850$  and  $RMSE = 0.349$  m at Inhambane. Harmonic analysis showed overestimation of semidiurnal constituents (+17.1% for M2) and underestimation of diurnal constituents (-12.2% for K1) at Pemba, a pattern attributed to bathymetric smoothing. Astronomical tide proved dominant, contributing ~92% to Idai and ~97.8% to Kenneth, confirming the meso macrotidal nature of the western costal shelf of Mozambique Channel. Residual surge reached +0.823 m at Beira and +0.107 m at Pemba, a 7.7-fold difference explained by three factors: wind stress ~3.3 times higher during Idai; morphological amplification over the Sofala Bank; and favorable timing ( $\Delta t = -6.0$  h for Idai versus 5.0 h for Kenneth). Nonlinear interaction was systematically negative (mean -0.256 m at Beira and -0.486 m at Pemba), governed by tidal amplitude rather than cyclone intensity, with the dynamic threshold ( $\mu + 2\sigma$ ) proving superior to the fixed 2.0 m threshold for identifying extreme events. Results demonstrate that storm surge severity in Mozambique results from complex interactions between atmospheric forcing, tides, and geomorphology, and cannot be predicted solely by cyclone intensity.

**Keywords:** Storm surges · Tropical cyclones · Hydrodynamic modeling · Nonlinear tide-surge interactions · Mozambique.

## Lista de siglas e acrónimos

Sigla/Acrónimo	Significado
<b>ADCIRC</b>	<i>Advanced Circulation Model</i>
<b>CFS</b>	<i>Climate Forecast System</i>
<b>CFSR</b>	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
<b>CMEMS</b>	<i>Copernicus Marine Environment Monitoring Service</i>
<b>CROCO</b>	<i>Coastal and Regional Ocean COMMunity model</i>
<b>ECM</b>	Energia Cinética Média
<b>ECMWF</b>	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
<b>ERA5</b>	<i>ECMWF Reanalysis 5th Generation</i>
<b>ESCMC</b>	Escola Superior de Ciências Marinhas e Costeiras
<b>ETOPO2</b>	<i>Earth Topography 2-minute grid</i>
<b>FVCOM</b>	<i>Finite-Volume Community Ocean Model</i>
<b>GEBCO</b>	<i>General Bathymetric Chart of the Oceans</i>
<b>HYCOM</b>	<i>Hybrid Coordinate Ocean Model</i>
<b>IBTrACS</b>	<i>International Best Track Archive for Climate Stewardship</i>
<b>INAM</b>	Instituto Nacional de Meteorologia
<b>IPCC</b>	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
<b>ITC</b>	<i>Intense Tropical Cyclone</i>
<b>KPP</b>	<i>K-Profile Parameterization</i>
<b>MJO</b>	<i>Madden-Julian Oscillation</i>
<b>MPI</b>	<i>Message Passing Interface</i>
<b>NCO</b>	<i>NetCDF Operators</i>
<b>NLCHPC</b>	<i>National Laboratory for High Performance Computing</i>
<b>NTSI</b>	<i>Non-Linear Tide-Surge Interaction</i>
<b>OISST</b>	<i>Optimum Interpolation Sea Surface Temperature</i>
<b>POM</b>	<i>Princeton Ocean Model</i>

<b>RMSE</b>	<i>Root Mean Square Error</i>
<b>ROMS</b>	<i>Regional Ocean Modeling System</i>
<b>RSMC</b>	<i>Regional Specialized Meteorological Center</i>
<b>SLURM</b>	<i>Simple Linux Utility for Resource Management</i>
<b>SODA</b>	<i>Simple Ocean Data Assimilation</i>
<b>SSH</b>	<i>Sea Surface Height</i>
<b>SSS</b>	<i>Sea Surface Salinity</i>
<b>SST</b>	<i>Sea Surface Temperature</i>
<b>SWIO</b>	<i>South-West Indian Ocean</i>
<b>TC</b>	<i>Tropical Cyclone</i>
<b>TPXO</b>	<i>TOPEX/POSEIDON global tidal model</i>
<b>TSM</b>	<i>Temperatura da Superfície do Mar</i>
<b>UEM</b>	<i>Universidade Eduardo Mondlane</i>
<b>UHSLC</b>	<i>University of Hawaii Sea Level Center</i>
<b>UTC</b>	<i>Coordinated Universal Time</i>
<b>VITC</b>	<i>Very Intense Tropical Cyclone</i>
<b>WMO</b>	<i>World Meteorological Organization</i>

## Lista de figuras

<b>Figura 2.1</b> Gênese e trajetórias dos ciclones no sudoeste do Índico entre 1998 e 2005 nos meses de Novembro a Abril. Em sombreado a TSM (°C) climatológica mensal e os contornos destacados em branco representam as isotermas de 26.5°C e 28°C. Fonte: Mavume et al. (2009).....	5
<b>Figura 2.2</b> Variabilidade interanual de ciclones tropicais no SWIO para o período 1980–2019, representado por a) todos os sistemas registrados, (b) sistemas menos intensos (TD+MTS), (c) sistemas de intensidade intermediária (STS+TC) e (d) sistemas intensos (ITC+VTTC). As retas tracejadas representam o ajuste aos pontos através da regressão linear simples. Fonte: Bié (2022).....	6
<b>Figura 2.3</b> Distribuição de frequência (ciclones por temporada) da intensidade dos sistemas de acordo com o (a, b) máximo vento máximo (VMAX) e (c, d) correspondente pressão mínima (MSLP) dos sistemas nos dados do IBTrACS, CFS e ERA5 para os períodos (a, c) P1 (1980–2019) e P2 (2000–2019), e (b, d) P3 (2000–2011) e P4 (2012–2019). Fonte: Bié (2022).....	6
<b>Figura 2.4</b> Densidade de trajetórias (ciclones por temporada) conforme representado pelos dados do (a, b) IBTrACS, (c, d) CFS e (e, f) ERA5 para os períodos P1 (1980–2019; painel esquerdo) e P2 (2000–2019; painel direito). Os pontos das trajetórias dos ciclones foram agrupados espacialmente em grades de 2°×2° de latitude e longitude. Fonte: Bié (2022).....	7
<b>Figura 2.5</b> Evolução da intensidade do ciclone Idai de acordo com o vento máximo (VMAX; m/s) e a Pressão mínima (MSLP; hPa) estimadas pelo RSMC-LR para todo o ciclo de vida do sistema. As áreas sombreadas em vermelho e azul representam a passagem do Idai sobre áreas de SSHA (Sea Surface Height Anomaly) positivas e negativas, respectivamente, e a linha vertical preta representa o instante (00Z 15 Mar) do landfall. Fonte: Bié (2022).....	9
<b>Figura 2.6</b> Séries temporais da intensidade do ciclone Idai a cada 6h representadas (a) pelo vento máximo e (b) pela pressão mínima no centro do sistema para os 4 experimentos numéricos e para a referência do RSMC-LR. Fonte: Bié (2022).....	10
<b>Figura 2.7</b> Estrutura de trabalho do modelo CROCO. Fonte: Debren et al. (2012).....	12
<b>Figura 3.1</b> (a) Batimetria e domínio de simulação do modelo CROCO no Canal de Moçambique, com resolução de 1/12°. (b) zoom na região da costa norte (Pemba) e (c) Zoom na região da Baía de Sofala (Beira), ambos com resolução refinada de 1/72° para melhor identificação das feições costeiras e da plataforma continental. Foram estabelecidos dois pontos de controle: A - próximo da Beira (34,83°E; 19,83°S), selecionado como o ponto oceânico mais próximo da linha de costa; B - próximo de Pemba (40,5°E; 12,9°S). (d) Trajetórias dos ciclones Idai e Kenneth, segundo dados do IBTrACS. ....	15
<b>Figura 4.1</b> Evolução temporal da Energia Cinética Média durante o período de spin-up, para o período de 01 de Outubro de 2018 a 01 de Março de 2019.....	22
<b>Figura 4.2</b> (a) e (c) Séries temporais do nível do mar centralizado (média removida) para Pemba e Inhambane, respectivamente; (b) e (d) Diagramas de dispersão entre valores observados e simulados para Pemba e Inhambane, respectivamente. ....	23

<b>Figura 4.3</b> Mapas da média do Nível do Mar (SSH) para o período de Março a Abril de 2019, (a) Observado pelo satélite CMEMS; (b) Simulado pelo modelo CROCO. Linhas pretas representam a linha de costa.....	26
<b>Figura 4.4</b> Anomalia de elevação do nível do mar durante o ciclone Idai (durante – antes). (a) Experimento Maré + Vento; (b) Apenas Maré; (c) Apenas Vento. Contorno magenta: limiar dinâmico ( $\mu + 2\sigma = 1,639$ m); contorno branco tracejado: limiar fixo de 2,0 m. ....	28
<b>Figura 4.5</b> Anomalia de elevação do nível do mar durante o ciclone Kenneth (durante – antes). (a) Experimento Maré + Vento; (b) Apenas Maré; (c) Apenas Vento. Contorno magenta: limiar dinâmico ( $\mu + 2\sigma = 2,207$ m); contorno branco tracejado: limiar fixo de 2,0 m.....	29
<b>Figura 4.6</b> Série temporal do nível do mar simulado no ponto costeiro da Beira ( $34,83^{\circ}\text{E}$ ; $19,83^{\circ}\text{S}$ ) durante Março de 2019, ciclone Idai. Curva laranja: experimento Maré + Vento; curva azul: Apenas Maré; curva preta: Apenas Vento. A zona sombreada indica o período de actuação do ciclone (13–15 de Março).....	30
<b>Figura 4.7</b> Zoom temporal do período de landfall do ciclone Idai na Beira (13–15 de Março de 2019), com resolução horária. Curva laranja: Maré + Vento; curva azul: Apenas Maré; curva preta: Apenas Vento. Triângulos azuis: preia-mares astronómicas. O valor $\Delta t = -6,0$ h indica o desfasamento entre o pico total e a preia-mar astronómica mais próxima. ....	31
<b>Figura 4.8</b> Resíduo da maré de tempestade (painel superior) e interação não-linear (painel inferior) para o ciclone Idai, no ponto costeiro da Beira, durante Março de 2019. Zona sombreada: período de actuação do ciclone. ....	32
<b>Figura 4.9</b> Rosas dos ventos ERA5 no ponto costeiro da Beira ( $34,83^{\circ}\text{E}$ ; $19,83^{\circ}\text{S}$ ) durante os quatro momentos do ciclone Idai. Superior esquerdo: pré-evento (05/Mar); superior direito: aproximação (13/Mar); inferior esquerdo: pico (15/Mar); inferior direito: dissipação (18/Mar). A cor das setas codifica a classe de velocidade (m/s), conforme legenda. ....	33
<b>Figura 4.10</b> Série temporal do nível do mar simulado no ponto costeiro de Pemba ( $40,5^{\circ}\text{E}$ ; $12,9^{\circ}\text{S}$ ) durante Abril de 2019, ciclone Kenneth. Curva laranja: Maré + Vento; curva azul: Apenas Maré; curva preta: Apenas Vento. A zona sombreada indica o período de actuação do ciclone (24–26 de Abril).....	34
<b>Figura 4.11</b> Zoom temporal do período de landfall do ciclone Kenneth em Pemba (24–26 de Abril de 2019), com resolução horária. Curva laranja: Maré + Vento; curva azul: Apenas Maré; curva preta: Apenas Vento. Triângulos azuis: preia-mares astronómicas. $\Delta t = 5,0$ h indica o desfasamento entre o pico total e a preia-mar astronómica. ..	34
<b>Figura 4.12</b> Resíduo da maré de tempestade (painel superior) e interação não-linear (painel inferior) para o ciclone Kenneth, no ponto costeiro de Pemba, durante Abril de 2019. Zona sombreada: período de actuação do ciclone. ....	35
<b>Figura 4.13</b> Rosas dos ventos ERA5 no ponto costeiro de Pemba ( $40,5^{\circ}\text{E}$ ; $12,9^{\circ}\text{S}$ ) durante os quatro momentos do ciclone Kenneth. Superior esquerdo: pré-evento (20/Abr); superior direito: aproximação (24/Abr); inferior esquerdo: pico (25/Abr); inferior direito: dissipação (28/Abr). A cor das setas codifica a classe de velocidade (m/s), conforme legenda. ....	36
<b>Figura A.1</b> Ciclone Idai - Experimento Maré + Vento. Evolução espacial e distribuição de frequência do nível do mar nos quatro momentos do evento: (a) Pré-evento (05/03/2019), (b) Aproximação (13/03/2019), (c) Pico/Landfall (15/03/2019) e (d) Dissipação (18/03/2019). ....	49
<b>Figura A.2</b> Ciclone Idai - Experimento Apenas Maré. Evolução espacial e distribuição de frequência do nível do mar para o cenário apenas com forçamento de maré astronómica, nos mesmos quatro momentos do evento.....	50

<b>Figura A.3</b> <i>Ciclone Idai - Experimento Apenas Vento. Evolução espacial e distribuição de frequência do nível do mar para o cenário apenas com forçamento de vento (ERA5), nos mesmos quatro momentos do evento. ....</i>	51
<b>Figura B.1</b> <i>Ciclone Kenneth - Experimento Maré + Vento. Evolução espacial e distribuição de frequência do nível do mar nos quatro momentos do evento.....</i>	52
<b>Figura B.2</b> <i>Ciclone Kenneth - Experimento Apenas Maré. Evolução espacial e distribuição de frequência do nível do mar para o cenário apenas com forçamento de maré astronómica. ....</i>	53
<b>Figura B.3</b> <i>Ciclone Kenneth - Experimento Apenas Vento. Evolução espacial e distribuição de frequência do nível do mar para o cenário apenas com forçamento de vento (ERA5).....</i>	54

## Lista de Tabelas

<b>Tabela 2.1</b> <i>Climatologia mensal e anual de ciclones tropicais no SWIO para os períodos 1980–2019 (P1) e 2000–2019 (P2), representadas pela média e desvio padrão (DP). Fonte: Bié (2022) .....</i>	7
<b>Tabela 3.1</b> <i>Dados de entrada, fontes, resoluções e justificativa .....</i>	16
<b>Tabela 3.2</b> <i>Experimentos de simulação e respectivas forçantes activas.....</i>	18
<b>Tabela 4.1</b> <i>Amplitudes das principais constituintes harmónicas de maré nas estações de Pemba e Inhambane e respectivos vieses do modelo.....</i>	24
<b>Tabela 4.2</b> <i>Síntese comparativa dos parâmetros hidrodinâmicos , Idai (Beira) vs Kenneth (Pemba). ....</i>	37

## Índice

Dedicatória .....	i
Agradecimentos .....	ii
Declaração de honra .....	iii
Resumo .....	iii
Abstract.....	v
Lista de siglas e acrónimos .....	vi
Lista de Tabelas .....	x
1.1 Contextualização .....	1
1.2 Problematização e Justificativa .....	2
1.2.1 Problematização .....	2
1.2.2 Pergunta de Partida.....	3
1.3 Objectivos .....	4
1.3.1 Objectivo Geral.....	4
Capítulo 2: FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....	5
2.1. Impacto dos Ciclones Tropicais no Sudoeste do Oceano Índico .....	5
2.2 Vulnerabilidade Costeira em Moçambique .....	8
2.2.1 Mecanismos Físicos das Ondas de Tempestade.....	10
2.2.2 Interações Não Lineares.....	11
2.3 Estado da Arte em Modelagem .....	11
Capítulo 3: MATERIAIS E MÉTODOS.....	13
3.1 Modelo Numérico.....	13
3.2 Domínio e Resolução .....	13
3.3 Dados de Entrada e Forçantes.....	16
3.4 Simulação dos Ciclones.....	17
3.4.1 Períodos de Integração .....	17
3.5 Protocolos de Execução .....	19
a) Pré-processamento.....	19

b) Processamento.....	19
c) Pós-processamento .....	19
3.6 Definições Analíticas e Metricas de Validação .....	19
3.6.1 Envelope de elevação máxima .....	19
3.6.2 Anomalia de elevação e limiar dinâmico.....	20
3.6.3 <i>Surge</i> residual (resíduo de maré de tempestade) .....	20
3.7 Validação e Análise.....	20
3.7.1 Dados de Referência.....	20
3.7.2 Métricas de Validação .....	21
Capítulo 4: RESULTADOS .....	22
4.1 Diagnóstico de Estabilização do Modelo.....	22
4.2 Validação do Modelo.....	22
4.2.1 Validação com Dados Maregráficos.....	22
4.2.2 Comparação Espacial do SSH.....	25
4.3 Distribuição Espacial da Anomalia de Elevação do Nível do Mar .....	26
4.3.1 Ciclone Idai.....	27
4.3.2 Ciclone Kenneth.....	28
4.4 Variabilidade Temporal do Nível do Mar .....	29
4.4.1 Ciclone Idai , Ponto Costeiro da Beira.....	29
4.4.2 Ciclone Kenneth , Ponto Costeiro de Pemba.....	33
4.4.3 Síntese Comparativa , Idai e Kenneth.....	37
Capítulo 5: DISCUSSÃO.....	38
5.1 Resposta Espacial do Nível do Mar .....	38
5.2 Variabilidade Temporal e Processos de Interação Maré– <i>Surge</i> .....	39
5.4 Síntese:.....	40
Capítulo 6: CONCLUSÕES.....	41

7. Limitações e Recomendações.....	42
7.1 Limitações .....	42
7.2 Recomendações.....	42
8. Referências Bibliográficas .....	43
9. Anexos .....	46

## Capítulo 1: INTRODUÇÃO

### 1.1 Contextualização

Os ciclones tropicais estão entre os fenómenos meteorológicos mais destrutivos que afectam regiões tropicais e subtropicais, provocando perdas humanas e materiais significativas (Mohanty *et al.*, [2013](#)). No Sudoeste do Oceano Índico (SWIO), que concentra cerca de 14% da actividade ciclónica global (Mavume, [2008](#)), os sistemas tropicais intensos são responsáveis por ondas de tempestade, inundações costeiras e erosão que constituem a principal ameaça às comunidades costeiras de Moçambique e Madagascar. Bié ([2022](#)) documentou um ligeiro aumento na frequência de sistemas intensos no SWIO entre 1980 e 2019, tendência associada ao aquecimento progressivo da superfície do oceano Índico, agravando os riscos para populações costeiras já estruturalmente vulneráveis.

A temporada ciclónica de 2018/2019 destacou-se pela severidade excepcional de dois sistemas que atingiram Moçambique em sequência. O ciclone Idai (Março de 2019) efectuou *landfall* na região da Beira, na costa central do país, causando mais de 1.000 mortes e prejuízos estimados em mais de dois mil milhões de dólares (Devi, [2019](#); Mawren *et al.*, [2020](#)). O ciclone Kenneth (Abril de 2019), o mais intenso a atingir o norte de Moçambique desde que existem registos, provocou pelo menos 52 mortes na província de Cabo Delgado (Mawren *et al.*, [2020](#)). Para além dos danos directos, estes dois eventos expuseram fragilidades nos sistemas de previsão e alerta disponíveis à época, motivando a necessidade de investigação detalhada sobre os processos hidrodinâmicos responsáveis pelas inundações costeiras observadas.

A geração de ondas de tempestade (*storm surges*) durante ciclones tropicais resulta da combinação de vento superficial, gradiente de pressão atmosférica, marés astronómicas e morfologia costeira (Flather, [2001](#); Pugh & Woodworth, [2014](#)). Em regiões macrotidais como o Canal de Moçambique, onde a amplitude da maré semi-diurna pode superar 3 m em condições de maré viva, a sobreposição temporal entre o pico do forçamento ciclónico e a preia-mar astronómica determina de forma crítica a magnitude do nível total alcançado. Horsburgh & Wilson ([2007](#)) demonstraram que este desfasamento temporal, e não apenas a intensidade do vento, é um dos factores mais determinantes para a severidade de inundações costeiras associadas a ciclones. Adicionalmente, a interacção entre maré e *surge* não é linear: a fricção de fundo quadrática que actua sobre as correntes combinadas dissipa mais energia do que a soma das dissipações individuais, gerando um efeito moderador que depende das condições locais de batimetria e amplitude de maré (Rego & Li, [2010](#)).

Modelos hidrodinâmicos costeiros como o CROCO (*Coastal and Regional Ocean COmmunity model*) permitem integrar estes processos num quadro numérico único (Shchepetkin & McWilliams, [2005](#); Debreu *et al.*, [2012](#)). Esta abordagem foi adoptada por Bié *et al.* ([2017](#)) para os ciclones Bonita (1996) e

Lisette (1997) na costa de Moçambique com o POM (*Princeton Ocean Model*) a  $1/6^\circ$  de resolução, com resultados que evidenciaram a dominância da maré astronómica no sinal total e a contribuição relevante do forçamento de pressão. O presente trabalho aplica o CROCO a  $1/12^\circ$  ( $\sim 9$  km), resolução duas vezes superior (e quatro vezes superior em área de grelha) à do estudo de Bié *et al.* (2017), para analisar os ciclones Idai e Kenneth, decompondo sistematicamente o nível do mar total nas contribuições individuais do vento, da maré astronómica e da sua interacção não-linear.

## 1.2 Problematização e Justificativa

### 1.2.1 Problematização

O Canal de Moçambique apresenta um conjunto de características físicas que tornam a previsão das ondas de tempestade particularmente desafiante. A Baía de Sofala, com uma plataforma continental que se estende por cerca de 200 km de largura e profundidades que permanecem predominantemente inferiores a 50 m em grande parte da sua extensão (Chevane *et al.*, 2016), constitui um ambiente favorável à amplificação do *wind setup* - inclinação da superfície gerada pelo vento que se intensifica inversamente com a profundidade de água disponível (Rego & Li, 2010). Em simultâneo, a forte amplitude de maré astronómica regional gera um sinal de fundo de grande amplitude sobre o qual o forçamento ciclónico actua, tornando o *timing* da sobreposição um factor tão crítico quanto a intensidade do vento (Horsburgh & Wilson, 2007). A interacção não-linear entre estas forçantes, governada pela fricção quadrática de fundo em condições de plataforma rasa, introduz uma componente dissipativa adicional que impede a superposição linear simples dos efeitos individuais (Bié *et al.*, 2017).

O presente estudo posiciona-se como complementar ao trabalho de Bié *et al.* (2017), ao aplicar uma abordagem metodológica análoga a eventos de maior intensidade e com maior impacto documentado (Mawren *et al.*, 2020). Os ciclones Idai e Kenneth (2019) constituem os dois eventos de maior severidade registados na costa de Moçambique nas últimas décadas, ocorrendo no mesmo ano sobre o mesmo domínio oceanográfico mas em contextos morfológicos e de intensidade distintos, condição que o estudo de 2017, centrado nos ciclones Bonita e Lisette, não contemplava. A análise comparativa destes dois eventos com metodologia comum e resolução espacial quatro vezes superior à de Bié *et al.* (2017) permite testar, pela primeira vez para eventos desta intensidade na costa moçambicana, como factores de primeira ordem - intensidade do vento, morfologia da plataforma e *timing* maré-*surge*, se combinam para produzir respostas hidrodinâmicas muito diferentes num mesmo domínio oceanográfico.

### 1.2.2 Pergunta de Partida

Face à problemática identificada, o presente estudo orientou-se pela seguinte pergunta de partida:

*Qual foi a contribuição relativa da maré astronómica e do forçamento de vento na elevação do nível do mar, e de que forma a sua interacção não-linear modulou a resposta hidrodinâmica costeira durante os ciclones Idai e Kenneth na costa de Moçambique?*

Esta pergunta central desdobra-se em três componentes analíticas:

- i. Qual é a magnitude e distribuição espacial da contribuição isolada de cada forçante , maré astronómica e vento , para a elevação total do nível do mar durante cada evento?
- ii. De que forma diferem as respostas espacial e temporal entre os dois ciclones, dados os seus diferentes locais de *landfall*, intensidades de vento e contextos geomorfológicos?
- iii. Qual é a amplitude e o sinal da interacção não-linear entre maré e vento, e como varia ao longo do tempo e entre os dois eventos?

### 1.2.3 Justificativa

A escolha do modelo CROCO a  $1/12^\circ$  para este estudo é justificada por três razões metodológicas directas. Em primeiro lugar, Bié *et al.* (2017) estabeleceram a base de conhecimento sobre ondas de tempestade na costa moçambicana com o POM a  $1/6^\circ$  e identificaram a resolução espacial e a representação batimétrica da plataforma continental rasa como aspectos com margem de aprofundamento. O presente trabalho adopta o CROCO a  $1/12^\circ$ , procurando explorar essa margem. Em segundo lugar, o CROCO distingue-se do POM por incorporar uma arquitectura *split-explicit* que resolve separadamente os modos barotrópico e baroclínico com passos de tempo distintos, permitindo maior eficiência computacional em simulações de alta resolução (Debreu *et al.*, 2012). Adicionalmente, o CROCO integra o esquema de fluxos superficiais COARE 3.0 de forma nativa, permitindo o cálculo do *stress* de vento como função contínua da velocidade, incluindo a estabilização do coeficiente de arrasto a velocidades ciclónicas (Powell *et al.*, 2003), característica não disponível na versão do POM utilizada por Bié *et al.* (2017). Em terceiro lugar, a arquitectura modular do CROCO facilita a decomposição dos experimentos de sensibilidade necessária para quantificar as contribuições individuais de cada forçante.

A escolha dos ciclones Idai e Kenneth como casos de estudo é igualmente justificada. São os dois eventos de maior impacto documentado na costa de Moçambique nas últimas décadas (Mawren *et al.*, 2020; Romeiras, 2021), e a sua ocorrência no mesmo ano, sobre a mesma costa mas em locais e condições distintas, proporciona uma oportunidade única para análise comparativa. O Idai atingiu a Baía de Sofala , região de plataforma ampla e maré de grande amplitude , enquanto o Kenneth atingiu

a costa norte , plataforma estreita, região com escassa modelação hidrodinâmica prévia para eventos ciclónicos desta intensidade. Esta dicotomia permite testar como os factores morfológicos condicionam a resposta mesmo quando os dois eventos pertencem à mesma época e afectam o mesmo domínio numérico.

Do ponto de vista da relevância aplicada, a compreensão quantitativa dos processos que determinaram as inundações do Idai e do Kenneth é uma base necessária para o desenvolvimento de sistemas de alerta precoce costeiro com capacidade de resolver a componente hidrodinâmica local. Chevane *et al.* (2016) e Bié *et al.* (2017) identificaram precisamente esta capacidade de resolução local como a lacuna mais crítica nos sistemas operacionais disponíveis em Moçambique à época dos eventos. A quantificação da contribuição do *timing* maré-*surge*, cuja importância como factor independente da intensidade atmosférica o presente trabalho procura quantificar, tem implicações directas para o desenho de sistemas de alerta que integrem previsão oceanográfica e meteorológica em tempo real.

### **1.3 Objectivos**

#### **1.3.1 Objectivo Geral**

Analisar a dinâmica das ondas de tempestade na costa de Moçambique durante a passagem dos ciclones Idai e Kenneth (2019), utilizando o modelo hidrodinâmico CROCO.

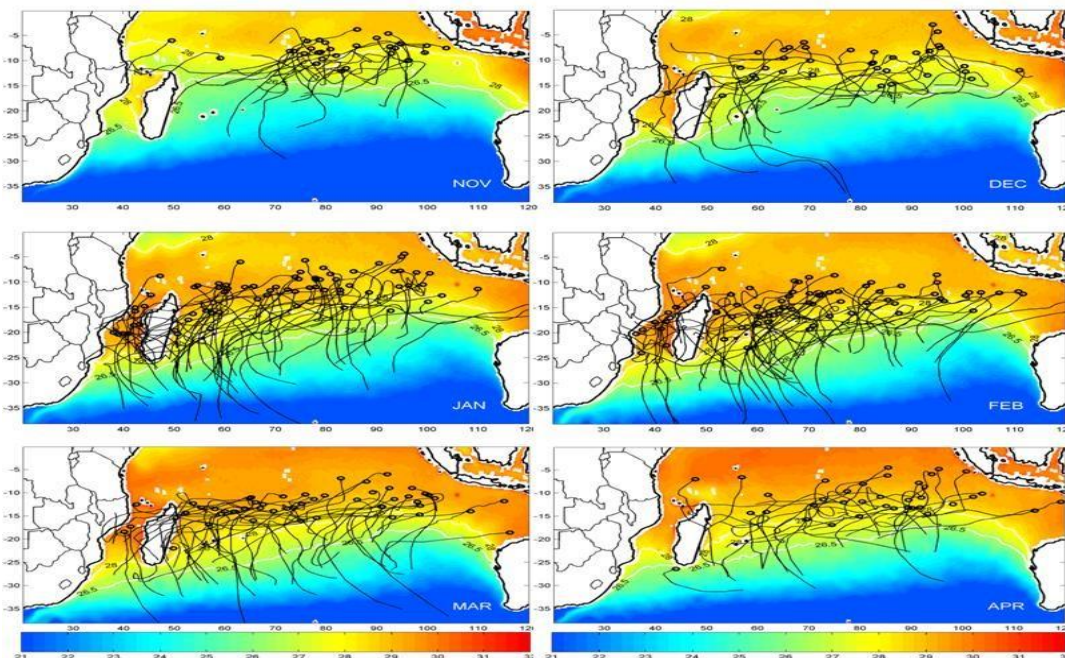
#### **1.3.2 Objectivos Específicos**

- Quantificar a contribuição relativa da maré astronómica e do vento na elevação total do nível do mar;
- Comparar a resposta hidrodinâmica dos ciclones Idai e Kenneth, identificando as diferenças associadas à intensidade do vento, morfologia da plataforma e desfasamento maré-*surge*;
- Calcular a interacção não-linear entre maré e vento, quantificando a sua amplitude, sinal e variação temporal durante as simulações.

## Capítulo 2: FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1. Impacto dos Ciclones Tropicais no Sudoeste do Oceano Índico

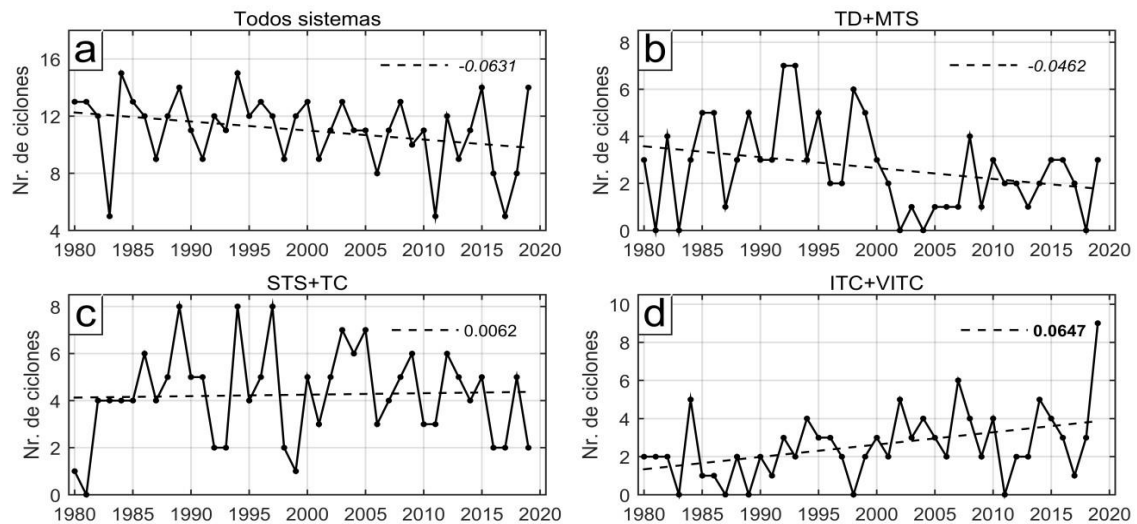
Os ciclones tropicais no SWIO apresentam características dinâmicas específicas que distinguem esta bacia de outras regiões tropicais. Para além da sua elevada frequência, verificam-se padrões particulares de génese, intensificação e trajetórias influenciados pela variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar (TSM), pela Oscilação *Madden-Julian* (MJO) e por anomalias associadas ao Dipolo do Oceano Índico (Mavume *et al.*, 2009). Estudos recentes demonstram que o Canal de Moçambique actua como um corredor de intensificação, onde TSM superiores a 28 °C e elevados índices de conteúdo de calor oceânico favorecem o rápido aprofundamento de ciclones tropicais, aumentando o potencial de destruição quando estes se aproximam de Moçambique e Madagascar (Mawren *et al.*, 2020).



**Figura 2.1** Génese e trajetórias dos ciclones no sudoeste do Índico entre 1998 e 2005 nos meses de Novembro a Abril. Em sombreado a TSM (°C) climatológica mensal e os contornos destacados em branco representam as isotermas de 26,5°C e 28°C.

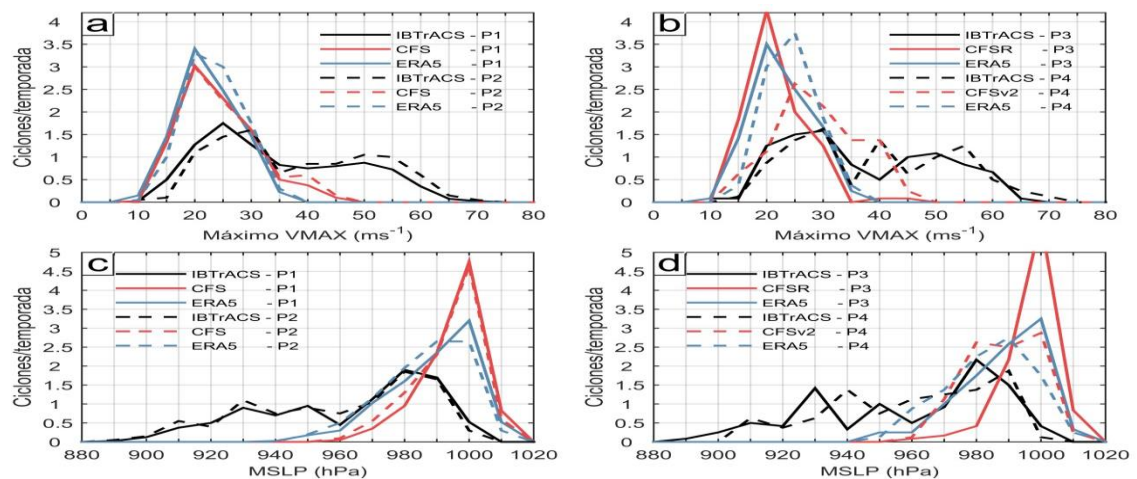
Fonte: Mavume *et al.* (2009).

A variabilidade interanual da actividade ciclónica no SWIO revela oscilações tanto no número de ocorrências quanto na severidade dos eventos, com destaque para um aumento na frequência de sistemas intensos, classificados como ITC (*Intense Tropical Cyclones*) ou VITC (*Very Intense Tropical Cyclones*) (Bié, 2022). Esta tendência é ilustrada pela *Figura 2.2*, que apresenta a evolução temporal dos diferentes níveis de intensidade entre 1980 e 2019.



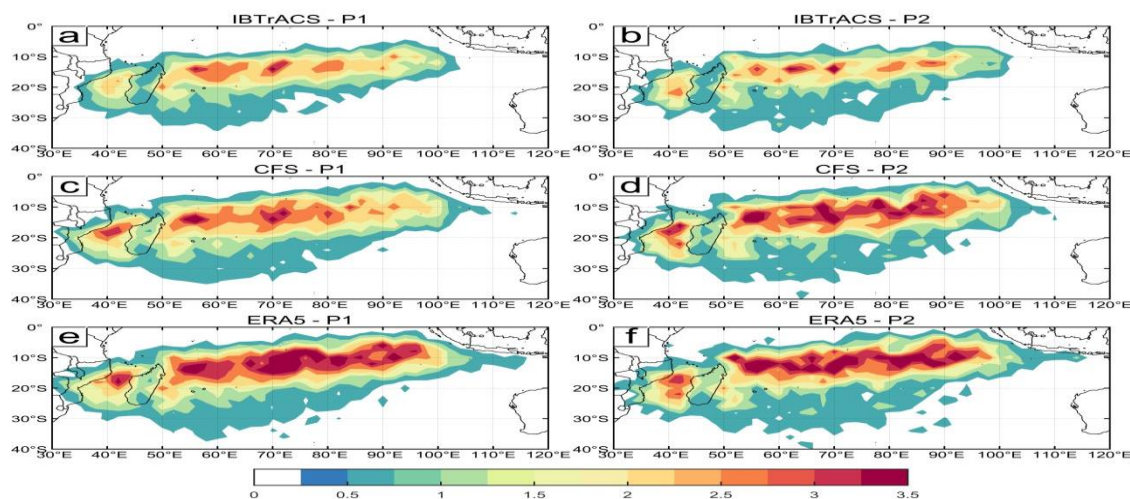
**Figura 2.2** Variabilidade interanual de ciclones tropicais no SWIO para o período 1980–2019, representado por a) todos os sistemas registrados, b) sistemas menos intensos (TD+MTS), c) sistemas de intensidade intermediária (STS+TC) e d) sistemas intensos (ITC+VITC). As retas tracejadas representam o ajuste aos pontos através da regressão linear simples. Fonte: Bié (2022).

A análise das reanálises atmosféricas CFS e ERA5 entre 1980 e 2019, conduzida por Bié (2022), indica que estas ferramentas apresentam limitações consideráveis na reprodução da intensidade e trajetória dos ciclones tropicais no SWIO. Especificamente, as duas subestimam a intensidade dos ventos máximos e degradam rapidamente a pressão mínima central à medida que o sistema se intensifica (Figura 2.3). Esta sub-representação impacta directamente a capacidade de prever a magnitude de fenómenos costeiros associados, como ondas de tempestade.



**Figura 2.3** Distribuição de frequência (ciclones por temporada) da intensidade dos sistemas de acordo com o a) máximo vento máximo (VMAX) e c) correspondente pressão mínima (MSLP) dos sistemas nos dados do IBTrACS, CFS e ERA5 para os períodos (a, c) P1 (1980–2019) e P2 (2000–2019), e (b, d) P3 (2000–2011) e P4 (2012–2019). Fonte: Bié (2022).

A distribuição espacial das trajetórias dos ciclones revela uma alta densidade no Canal de Moçambique, especialmente nas latitudes entre 12°S e 25°S, coincidindo com áreas de alta densidade populacional e infra-estrutura frágil (Figura 2.4). Esta coincidência agrava os riscos humanitários e ecológicos, justificando abordagens mais refinadas na modelagem e previsão destes sistemas.



**Figura 2.4** Densidade de trajetórias (ciclones por temporada) conforme representado pelos dados do (a, b) IBTrACS, (c, d) CFS e (e, f) ERA5 para os períodos P1 (1980–2019; painel esquerdo) e P2 (2000–2019; painel direito). Os pontos das trajetórias dos ciclones foram agrupados espacialmente em grades de 2°×2° de latitude e longitude. Fonte: Bié (2022).

**Tabela 2.1** Climatologia mensal e anual de ciclones tropicais no SWIO para os períodos 1980–2019 (P1) e 2000–2019 (P2), representadas pela média e desvio padrão (DP). Fonte: Bié (2022)

Mês	P1: 1980–2019		P2: 2000–2019	
	Número	Média ± DP	Número	Média ± DP
Janeiro	104	2,60 ± 1,37	47	2,35 ± 1,35
Fevereiro	103	2,58 ± 1,13	43	2,15 ± 1,04
Março	83	2,08 ± 1,16	41	2,05 ± 1,15
Abril	53	1,33 ± 0,83	27	1,35 ± 0,88
Novembro	44	1,10 ± 0,81	23	1,15 ± 0,81
Dezembro	54	1,35 ± 0,92	26	1,30 ± 0,80
Total	441	11,03 ± 2,54	207	10,35 ± 2,62

Ao longo das últimas quatro décadas, verificou-se um leve aumento na frequência de ciclones intensos em detrimento dos sistemas mais fracos, tendência que pode estar associada ao aquecimento oceânico progressivo observado na bacia do Índico (IPCC, [2021](#)). Esta constatação reforça a necessidade de actualizações constantes na base climatológica utilizada para modelagem e planeamento de emergência.

## 2.2 Vulnerabilidade Costeira em Moçambique

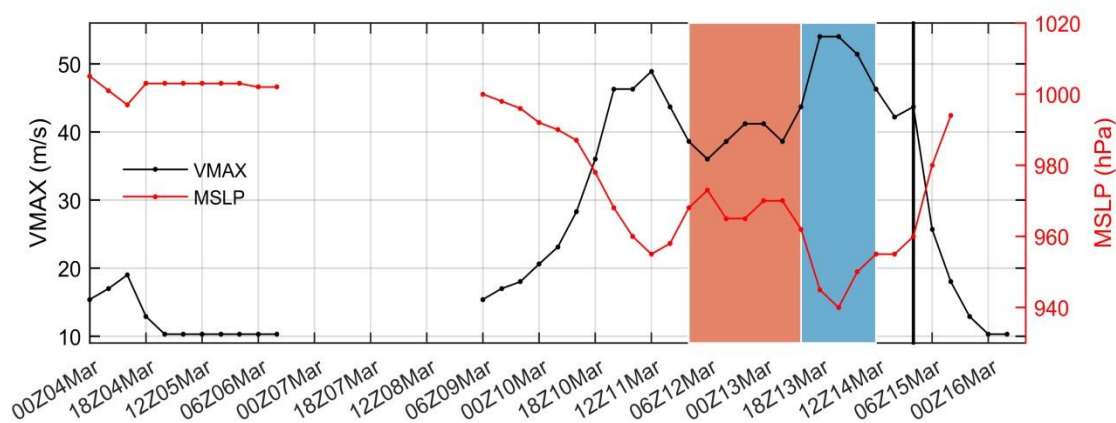
A vulnerabilidade da costa moçambicana a ciclones tropicais e aos seus impactos hidrodinâmicos, como ondas de tempestade, inundações costeiras e erosão, é determinada por um conjunto de factores geográficos, socioeconómicos e estruturais. Geograficamente, Moçambique possui mais de 2700 km de linha costeira, com grande porção localizada adjacente ao Canal de Moçambique, uma zona propensa à intensificação e canalização de sistemas ciclónicos (Matyas, [2015](#)). Esta configuração topográfica favorece a acumulação de energia ciclónica e a intensificação de ondas de tempestade, especialmente na Baía de Sofala, onde a morfologia costeira rasa e extensa criou condições particulares durante o ciclone Idai.

Do ponto de vista socioeconómico, grande parte da população moçambicana vive em zonas costeiras, dependente de actividades de subsistência como agricultura e pesca. Estas comunidades são particularmente vulneráveis, pois carecem de infra-estrutura resiliente a eventos extremos. Segundo o Banco Mundial ([2020](#)), Moçambique apresenta uma das maiores taxas de exposição costeira na África Austral, agravada por deficiências crónicas nos sistemas de drenagem, moradias precárias e um sistema limitado de alerta precoce, especialmente em zonas rurais.

O grau de exposição da costa de Moçambique a impactos de ciclones tropicais não se deve apenas à sua posição geográfica estratégica, mas também à complexidade da sua morfologia e às características físico-oceanográficas da plataforma continental. A plataforma é rasa e extensa em muitas áreas, especialmente na região da Beira e da Baía de Sofala, o que favorece a acumulação e propagação de ondas de tempestade, conforme descrito por Pugh & Woodworth ([2014](#)). Esta configuração, combinada com a queda de pressão atmosférica no centro dos ciclones, contribui para o que Zhang *et al.* ([2004](#)) descrevem como o efeito do barómetro invertido, uma elevação do nível do mar de aproximadamente 1 cm por cada hPa de queda de pressão, intensificando os efeitos combinados das marés e do vento sobre o litoral. No presente trabalho, este reforçamento não foi incluído por razões metodológicas, o que implica que os valores de *surge* modelados são estimativas conservadoras.

Durante o Idai, a propagação lenta do ciclone e a sua permanência prolongada sobre a Baía de Sofala ampliaram os efeitos da tempestade costeira, agravando os impactos tanto em termos

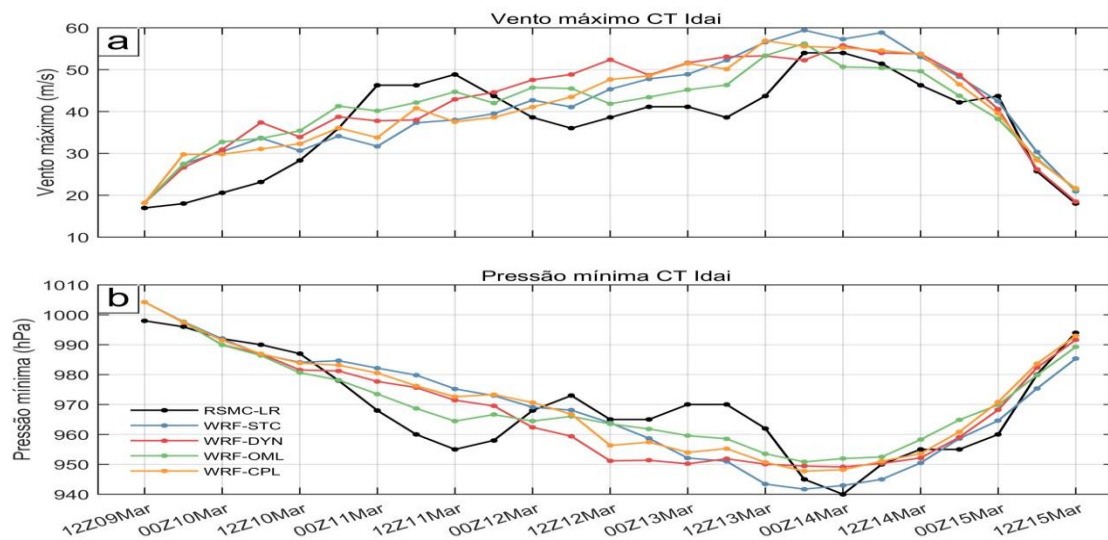
hidrodinâmicos quanto sociais. A evolução da intensidade do sistema ao longo da sua trajetória, correlacionada com anomalias positivas do nível do mar, amplificou o potencial de inundação (Figura 2.5). Estudos como o de Halo *et al.* (2014) destacam a importância da ressurgência costeira e da batimetria local nos processos de amplificação de ondas de tempestade; no Canal de Moçambique, vórtices de mesoescala frequentemente interagem com sistemas ciclônicos, intensificando os efeitos hidrodinâmicos, processos que são frequentemente negligenciados em modelos globais ou regionais de baixa resolução (Bié *et al.*, 2017).



**Figura 2.5** Evolução da intensidade do ciclone Idai de acordo com o vento máximo (VMAX; m/s) e a Pressão mínima (MSLP; hPa) estimadas pelo RSMC-LR para todo o ciclo de vida do sistema. As áreas sombreadas em vermelho e azul representam a passagem do Idai sobre áreas de SSHA (Sea Surface Height Anomaly) positivas e negativas, respectivamente, e a linha vertical preta representa o instante (00Z 15 Mar) do landfall. Fonte: Bié (2022).

Por outro lado, o ciclone Kenneth expôs uma nova dimensão do problema: a ausência de experiência institucional e comunitária na resposta a eventos extremos no norte do país. Segundo Mawren *et al.*, 2020 e Gobeia (2024) o Kenneth foi o primeiro ciclone de categoria 4 a atingir directamente Cabo Delgado, uma província cuja infra-estrutura, recursos humanos e mecanismos de resposta estavam fortemente desprotegidos. A carência de dados observacionais locais, somada à ausência de modelagem prévia para a região, fez com que as estimativas iniciais de impacto fossem significativamente subestimadas.

A análise realizada por Bié (2022) destaca também a importância dos experimentos de sensibilidade como ferramenta metodológica para avaliar o peso relativo de cada forçante física nas simulações. No caso do Idai, os experimentos mostraram que a inclusão de uma TSM variável resultou em melhorias significativas na estimativa do vento máximo e na intensidade da precipitação (Figura 2.6).



**Figura 2.6** Séries temporais da intensidade do ciclone Idai a cada 6h representadas (a) pelo vento máximo e (b) pela pressão mínima no centro do sistema para os 4 experimentos numéricos e para a referência do RSMC-LR. Fonte: Bié (2022).

### 2.2.1 Mecanismos Físicos das Ondas de Tempestade

As ondas de tempestade (*storm surges*) constituem uma elevação anômala do nível do mar induzida principalmente pela acção do vento e pela baixa pressão atmosférica associadas a sistemas meteorológicos intensos, como ciclones tropicais. A magnitude destas ondas resulta da interação de múltiplos factores físicos, incluindo vento sustentado, gradientes de pressão atmosférica, marés astronómicas e a morfologia costeira. Tais fenómenos, quando coincidem com a maré alta, podem gerar inundações catastróficas em áreas litorâneas, como as registradas durante o ciclone Idai na cidade da Beira (Banco Mundial [2020](#)).

De acordo com Flather ([2001](#)), os mecanismos físicos que determinam a magnitude das ondas de tempestade podem ser divididos em três principais contribuintes.

- **Forçante pelo vento superficial:** o atrito entre o vento e a superfície do mar transfere energia cinética que empurra a água em direção à costa, gerando uma elevação anormal do nível do mar. Esse efeito é proporcional ao quadrado da velocidade do vento.
- **Pressão atmosférica:** a redução da pressão atmosférica no centro do ciclone reduz a pressão sobre a superfície do oceano, permitindo que o mar “inche” localmente. Esse fenómeno é conhecido como efeito do barômetro invertido.
- **Marés astronômicas:** embora sejam forçantes naturais e periódicas, a sua coincidência com a chegada de uma tempestade pode amplificar substancialmente os efeitos da onda de tempestade. O termo técnico para esta interação é *tide-surge interaction*.

A presença de vórtices de mesoescala no Canal, documentada por Halo *et al.* (2014), é um factor que modula a circulação regional e pode influenciar a propagação de ondas de tempestade, embora esta interacção específica não tenha sido objecto do presente estudo. O uso de modelos numéricos como o CROCO, com resolução vertical sigma e malhas curvilíneas, tem-se mostrado eficiente para capturar esta complexa interacção física (Shchepetkin & McWilliams, 2005).

### 2.2.2 Interações Não Lineares

As interacções maré-*surge* não são puramente aditivas: o nível do mar resultante da superposição de uma maré e de uma tempestade não equivale à soma dos dois efeitos isolados. Estes processos não lineares (NTSIs) alteram significativamente o momento e a intensidade da elevação durante eventos extremos (Yang *et al.*, 2023). As NTSIs são descritas por três mecanismos principais (Yang *et al.*, 2023): a advecção não linear (ADV), que afecta a redistribuição espacial do fluxo em regiões com fortes correntes de maré; a fricção de fundo não linear (NBF), amplificada em águas rasas por parametrizações quadráticas de atrito; e o efeito de águas rasas não linear (NSWE), que depende da profundidade total da coluna de água, variável com a maré.

No contexto de Moçambique, estas interacções são críticas. A Baía de Sofala (plataforma extensa e rasa) é ideal para intensificação de NTSIs, enquanto a região de Pemba apresenta plataforma estreita. Estudos mostram que a amplitude da onda de tempestade pode variar até 30% dependendo da fase da maré (Yang *et al.*, 2023). Para a costa moçambicana, Halo *et al.* (2014) mostraram que a ressurgência costeira modifica o perfil térmico da coluna de água, afectando a resposta aos ventos ciclónicos.

A exclusão dos termos não lineares em modelos resulta em erros sistemáticos superiores a 0,3 m nos picos de *surge* (Yang *et al.*, 2023). O *timing* do *surge* pode ser deslocado em várias horas em função da fase da maré (Horsburgh & Wilson, 2007). Modelos que não consideram estas interacções subestimam sistematicamente os valores máximos de elevação do nível do mar, com reduções de até 25% nos valores simulados de *surge* máximo (Rego & Li, 2010; Zhang *et al.*, 2021), comprometendo a capacidade de resposta dos sistemas de alerta precoce.

## 2.3 Estado da Arte em Modelagem

O avanço na simulação de ondas de tempestade tem sido impulsionado por modelos numéricos desenvolvidos para representar, com alta confiança, os processos oceânicos e atmosféricos durante eventos extremos. Modelos como o ADCIRC (*Advanced Circulation Model for Oceanic*), amplamente utilizado nos Estados Unidos, demonstraram grande eficácia em contextos como o furacão Sandy, capturando com precisão os padrões de inundação costeira e a propagação das ondas de tempestade (Yin *et al.*, 2016). Este modelo utiliza malhas não estruturadas e é frequentemente acoplado a modelos

atmosféricos para simulações tridimensionais de alta resolução, tornando-o adequado para domínios extensos com variação significativa de batimetria.

O CROCO representa uma vantagem significativa no contexto da modelação hidrodinâmica costeira e regional. Resulta da evolução do modelo ROMS e foi desenvolvido em código aberto para integrar novas funcionalidades de acoplamento e maior flexibilidade de configuração (Marchesiello *et al.*, 2009; Debren *et al.*, 2012). Tal como o seu antecessor, o CROCO adopta um sistema de coordenadas sigma, que segue o relevo do fundo oceânico e permite representar com maior realismo os gradientes verticais de variáveis hidrológicas, como temperatura, salinidade e densidade (Shchepetkin & McWilliams, 2005).

A estrutura *split-explicit* do modelo optimiza a resolução dos modos barotrópicos e baroclínicos, garantindo maior precisão na representação simultânea das marés, da circulação costeira e da estratificação da coluna de água. Estas características tornam o CROCO particularmente robusto para a simulação de processos costeiros e oceânicos em diferentes escalas, oferecendo ao mesmo tempo consistência numérica e eficiência computacional (Debren *et al.*, 2012). O modelo tem sido aplicado com sucesso em diversas regiões tropicais e costeiras (Marchesiello *et al.*, 2005), o Mediterrâneo (Benshila *et al.*, 2020) e zonas costeiras com plataformas continentais rasas, onde a representação de processos de maré e circulação costeira exige alta resolução vertical e horizontal.

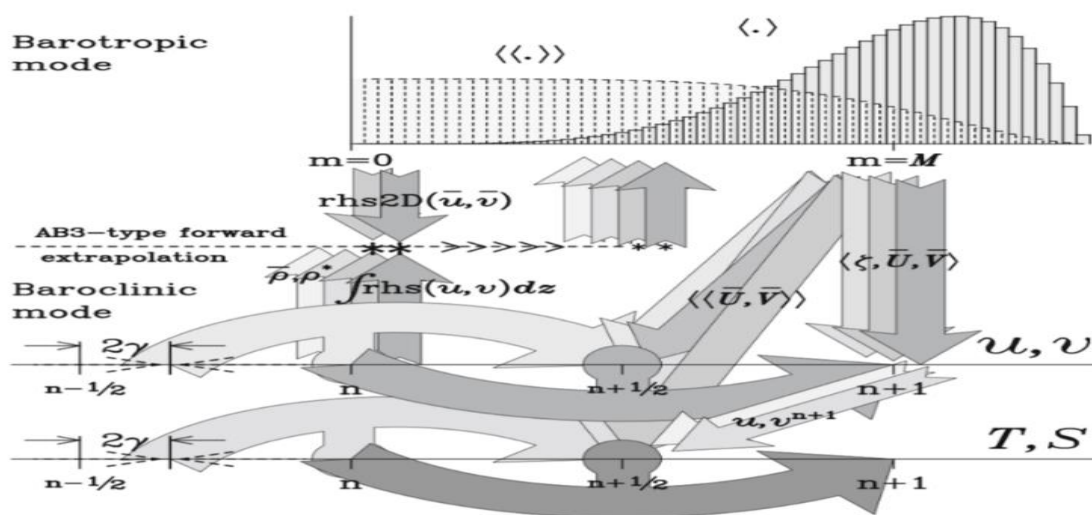


Figura 2.7 Estrutura de trabalho do modelo CROCO. Fonte: Debren *et al.* (2012)

## Capítulo 3: MATERIAIS E MÉTODOS

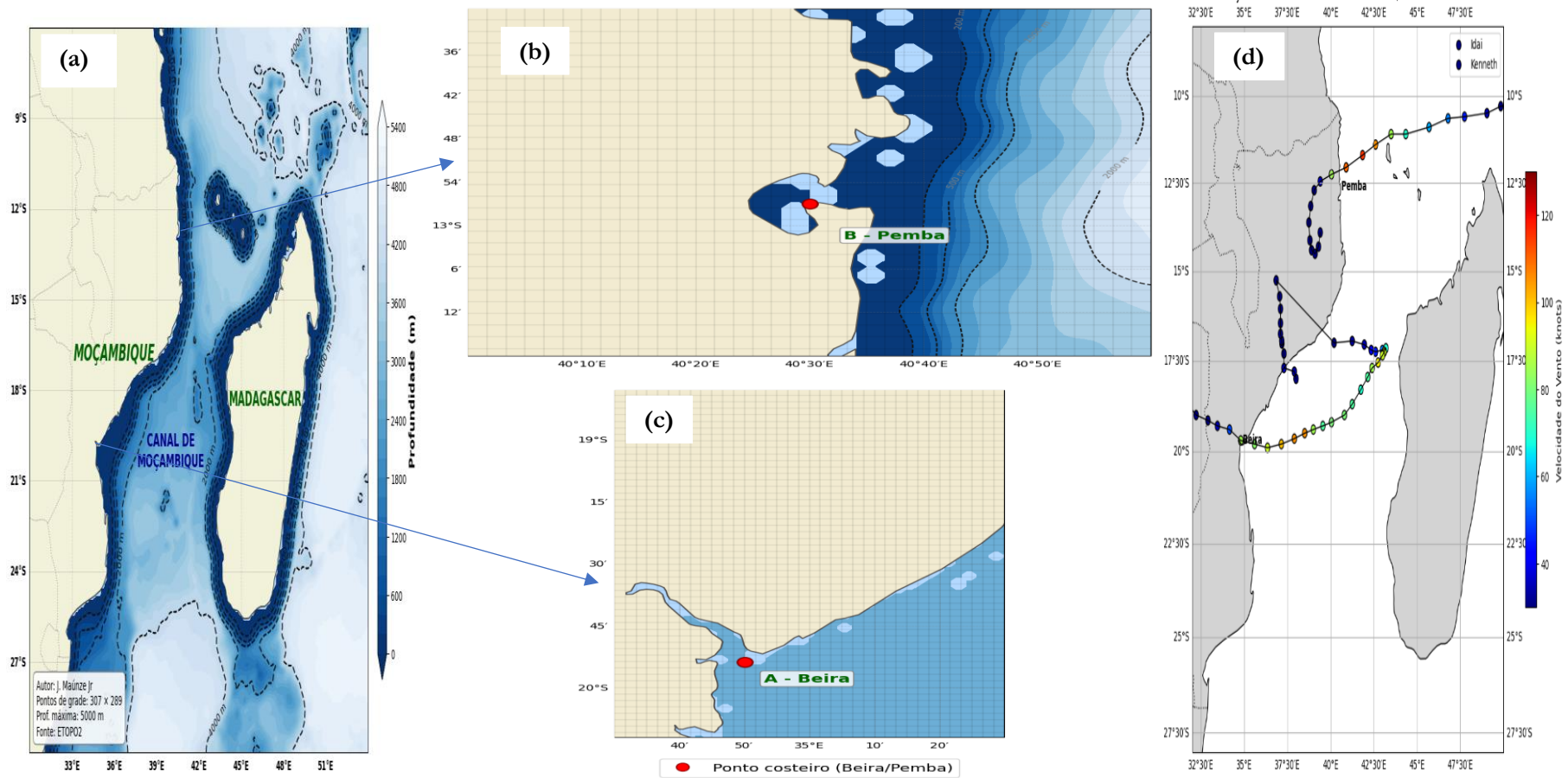
### 3.1 Modelo Numérico

A modelação numérica foi realizada com o CROCO (versão 2.1.0), uma plataforma hidrodinâmica costeira e regional baseada nas equações primitivas de Navier–Stokes, formuladas em coordenadas sigma e sob as aproximações de Boussinesq e hidrostática (Shchepetkin & McWilliams, 2005; Debreu *et al.*, 2012). O modelo resolve a evolução da superfície livre do mar ( $\zeta$ ), das componentes tridimensionais da velocidade ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ) e dos *tracers* de temperatura (T) e salinidade (S), que em conjunto definem a densidade da água e a sua contribuição baroclínica para a circulação. A descrição completa da formulação matemática encontra-se em Debreu *et al.* (2012).

Neste estudo, o CROCO foi configurado em modo baroclínico tridimensional (3D), embora a análise se centre na resposta barotrópica, elevação da superfície livre e correntes horizontais integradas na coluna de água, responsável pelas ondas de tempestade geradas pelos ciclones Idai e Kenneth. A opção por simulações 3D permite representar interações adicionais associadas à estratificação oceânica e garantir maior robustez física na representação das forçantes costeiras (Marchesiello *et al.*, 2009).

### 3.2 Domínio e Resolução

O domínio espacial, que cobre o Canal de Moçambique, foi definido entre 6°S e 30°S de latitude e 30°E e 54°E de longitude, abrangendo as áreas costeiras directamente afectadas pelos ciclones Kenneth (norte, *Figura 3.1* (b)) e Idai (centro, *Figura 3.1* (c)). A grelha horizontal foi estabelecida com resolução de 1/12° (na *Figura 3.1* (a)), resultando numa grelha aproximada de 307 pontos em longitude  $\times$  289 pontos em latitude. Para uma melhor visualização das feições costeiras e da plataforma continental, as *Figuras 3.1* (b) e (c) foram geradas com resolução de 1/72°, permitindo um detalhamento mais fino das regiões de interesse, embora as simulações tenham sido conduzidas exclusivamente na resolução de 1/12°. As trajectórias dos ciclones Idai e Kenneth são apresentadas na *Figura 3.1* (d), complementando a caracterização dos eventos. O espaçamento horizontal médio corresponde a cerca de 8,8–8,9 km (1/12°) e 2 km (1/72°) no meridiano médio do domínio, respectivamente, o que assegura a representação adequada da evolução espacial da elevação do nível do mar e da circulação costeira associada às ondas de tempestade.



**Figura 3.1** (a) Batimetria e domínio de simulação do modelo CROCO no Canal de Moçambique, com resolução de  $1/12^\circ$ . (b) zoom na região da costa norte (Pemba) e (c) Zoom na região da Baía de Sofala (Beira), ambos com resolução refinada de  $1/72^\circ$  para melhor identificação das feições costeiras e da plataforma continental. Foram estabelecidos dois pontos de controle: A - próximo da Beira ( $34,83^\circ\text{E}$ ;  $19,83^\circ\text{S}$ ), selecionado como o ponto oceânico mais próximo da linha de costa; B - próximo de Pemba ( $40,5^\circ\text{E}$ ;  $12,9^\circ\text{S}$ ). (d) Trajetórias dos ciclones Idai e Kenneth, segundo dados do IBTrACS.

Na vertical, o CROCO utiliza coordenadas sigma que seguem a topografia de fundo, pra este estudo, foram configuradas 32 camadas sigma na vertical, com refinamento junto à superfície e ao fundo permitindo uma representação contínua da coluna de água. Embora a análise deste estudo se concentre na resposta barotrópica, a configuração tridimensional com 32 camadas sigma garante que os gradientes de pressão baroclínica, associados à estratificação térmica e halina da coluna de água, são correctamente resolvidos e não introduzem erros de pressão espúreos nas correntes barotrópicas, problema comum em modelos de coordenadas sigma em zonas de batimetria variável quando o número de camadas é insuficiente (Beckmann & Haidvogel, [1993](#)).

A discretização espacial adopta uma grelha curvilínea em Arakawa C-grid, na qual os pontos escalares e de velocidade estão desfasados, proporcionando uma boa representação das correntes costeiras e da propagação de ondas de gravidade (Arakawa & Lamb, [1977](#)).

### 3.3 Dados de Entrada e Forçantes

A *Tabela 3.1* sintetiza os conjuntos de dados utilizados nas simulações, com indicação das fontes, resoluções e justificação de cada escolha.

**Tabela 3.1** *Dados de entrada, fontes, resoluções e justificativa*

Variável	Fonte	Resolução	Justificativa
<b>Batimetria</b>	ETOPO2 (NOAA)	2 minutos de arco	Representação adequada de águas costeiras rasas; integra levantamentos hidrográficos e altimetria por satélite (Amante & Eakins ( <a href="#">2009</a> )).
<b>Vento</b>	ERA5 (ECMWF)	Horária, 1/4°	Reanálise de alta resolução temporal com assimilação de observações (Hersbach <i>et al.</i> , <a href="#">2020</a> )
<b>Condições iniciais</b>	CMEMS - Global Ocean Physics Reanalysis (Mercator Ocean)	Diária, 1/12°	Combina hidrodinâmica global com assimilação de altimetria satelital; fornece SSH ( <i>Sea Surface Height</i> ), correntes, T e S (Lellouche, J.-M., <i>et al.</i> <a href="#">2018</a> )
<b>Marés</b>	TPXO7	1/4°	Fornece 13 constituintes harmónicas, incluindo as 8 principais (M2, S2, K1, O1, N2, K2, P1, Q1) e 5 de águas rasas (M4, MS4, MN4, 2N2, Mf) (Egbert & Erofeeva, <a href="#">2002</a> ).
<b>Validação (Nível do mar)</b>	UHSLC <a href="https://uhslc.soest.hawaii.edu">https://uhslc.soest.hawaii.edu</a> e CMEMS - (GLORYS12V1) <a href="https://doi.org/10.48670/moi-00021">doi:10.48670/moi-00021</a>	Horária e 1/4°	Repositórios internacionais de referência para validação de nível do mar.

A batimetria foi obtida do ETOPO2 (NOAA; Amante & Eakins, [2009](#)), produto global de 2 minutos de arco que integra medições batimétricas directas, levantamentos hidrográficos e altimetria por satélite. Embora existam produtos de maior resolução (como o GEBCO a 15 segundos de arco), o ETOPO2 é compatível com a resolução da grelha do modelo ( $1/12^\circ \approx 3,7\times$  o espaçamento da batimetria) e constitui a opção mais comum em estudos de *surge* regional (Bié *et al.*, [2017](#)). Antes da incorporação no modelo, o campo batimétrico foi suavizado segundo o critério de declive máximo de Beckmann & Haidvogel ([1993](#)), de modo a manter o parâmetro r-factor  $< 0,25$ , limitando os erros de pressão numérica associados às coordenadas sigma em zonas de batimetria variável. Embora o GEBCO disponha de maior resolução nativa ( $1/240^\circ$ ), a sua vantagem sobre o ETOPO2 é limitada no presente contexto dado que ambos os produtos superam largamente a resolução da grelha do modelo ( $1/12^\circ$ ); a escolha do ETOPO2 mantém ainda consistência metodológica com Bié *et al.* ([2017](#)).

Os dados atmosféricos de vento foram obtidos da reanálise ERA5, produzida pelo ECMWF com resolução temporal horária e resolução espacial de aproximadamente  $1/4^\circ$ . O ERA5 combina observações históricas com modelos de previsão do tempo através de um sistema de assimilação de dados, gerando séries temporais contínuas e completas (Hersbach *et al.*, [2020](#)). É importante reconhecer que o ERA5, com resolução espacial de  $1/4^\circ$ , suaviza os núcleos de vento intenso no olho dos ciclones tropicais, o que pode conduzir a uma subestimação sistemática dos picos de *stress* de vento, limitação bem documentada para o SWIO (Bié, [2022](#)).

As condições de contorno abertas e os dados oceânicos de larga escala foram obtidos do CMEMS (*Copernicus Marine Environment Monitoring Service*). Os campos oceânicos incluem altura da superfície do mar (SSH), correntes barotrópicas e baroclínicas, temperatura e salinidade em múltiplos níveis, derivados da combinação de simulações hidrodinâmicas globais com assimilação de observações satelitais de altimetria.

### 3.4 Simulação dos Ciclones

#### 3.4.1 Períodos de Integração

A definição dos períodos de simulação foi orientada pela necessidade de garantir um intervalo de *spin-up* adequado antes da chegada de cada ciclone, permitindo que as variáveis físicas do modelo, nomeadamente temperatura, salinidade e correntes, se ajustem ao domínio e às condições de contorno antes do início dos fenómenos de interesse. No total, foram simulados sete meses, organizados da seguinte forma:

**Ciclone Idai:** De 1 de Outubro a 30 de Março de 2019. O período de *spin-up* decorreu de Outubro de 2018 a Fevereiro de 2019 (5 meses), permitindo a estabilização do modelo antes da chegada

do Idai. O *landfall* ocorreu entre os dias 14 e 15 de Março na região centro de Moçambique, com impactos significativos na Beira (WMO, [2019](#)).

**Ciclone Kenneth:** De 30 de Março a 30 de Abril de 2019. Este período cobre aproximadamente mais um mês de *spin-up*, desde o final do experimento do Idai até à aproximação do Kenneth. O *landfall* ocorreu no dia 25 de Abril, ao norte de Pemba (Mawren *et al.*, [2020](#)).

### 3.4.2 Cenários de Simulação

Para isolar e quantificar a contribuição relativa das diferentes forçantes físicas na elevação do nível do mar, foram executados três experimentos distintos por cada ciclone.

**Tabela 2.2** Experimentos de simulação e respectivas forçantes activas

Experimento	Forçantes activas	Objectivo
<b>Maré + Vento</b>	Maré astronómica (TPXO7) + Vento (ERA5)	Simular o cenário completo, representando a interacção entre o vento do ciclone e as marés astronómicas
<b>Apenas Maré</b>	Apenas marés astronómicas (TPXO7)	Isolar a contribuição exclusiva da maré astronómica durante o período do ciclone
<b>Apenas Vento</b>	Apenas Vento (ERA5)	Isolar a contribuição exclusiva do forçamento pelo vento, sem influência das marés

A interacção não-linear (*Equação (1)*) entre maré e vento é definida, para cada instante  $t$  e cada ponto de grelha, como:

$$NL(t) = \zeta_{MV}(t) - [\zeta_M(t) + \zeta_V(t)] \quad (1)$$

onde  $\zeta_{MV}$ ,  $\zeta_M$  e  $\zeta_V$  são as elevações simuladas nos experimentos Maré + Vento, Apenas Maré e Apenas Vento, respectivamente. Valores negativos de  $NL$  indicam que a resposta combinada é inferior à soma linear das respostas individuais, resultado de processos dissipativos, em particular a fricção de fundo quadrática. A grandeza  $NL$  é calculada a posteriori, como diferença entre os campos de saída dos três experimentos, sem modificação do código do modelo.

### 3.5 Protocolos de Execução

#### a) Pré-processamento

A preparação dos dados de entrada , batimetria, forçantes atmosféricas e condições de contorno oceânicas , foi realizada utilizando o CDO (*Climate Data Operators*) e o NCO (*NetCDF Operators*) para manipulação e conversão de formato. Os ficheiros de entrada do modelo foram gerados no formato NetCDF utilizando os CROCO\_TOOLS.

#### b) Processamento

O modelo foi compilado com suporte a paralelização por MPI (*Message Passing Interface*) e executado no cluster de computação de alto desempenho NLCHPC (*National Laboratory for High Performance Computing*), da Universidade de Concepción, do Chile. O acesso ao cluster e a gestão de ficheiros foram realizados via protocolo SSH, e os trabalhos de simulação foram submetidos e geridos através do sistema de filas SLURM (*Simple Linux Utility for Resource Management*).

#### c) Pós-processamento

Após a conclusão das simulações, os ficheiros de saída do modelo (ficheiros *history*, em formato NetCDF) foram processados utilizando o comando *ncks* (*NetCDF Kitchen Sink*) do pacote NCO, através da instrução:

```
ncks -v ubar, vbar, zeta, lon_rho, lat_rho ficheiro_entrada.nc ficheiro_saida.nc
```

Esta operação isolou a elevação da superfície livre (zeta), as componentes de velocidade média na vertical (*ubar, vbar*), as coordenadas geográficas e a máscara de costa, otimizando o volume de dados. O processamento subsequente foi realizado em Python e Matlab.

### 3.6 Definições Analíticas e Metricas de Validação

#### 3.6.1 Envelope de elevação máxima

A elevação máxima (*Equação (2)*) é definida, para cada ponto de grelha (*i, j*), como o valor máximo da elevação da superfície livre  $\zeta$  ao longo do período de análise  $T$ :

$$E(i, j) = \max_{t \in T} \zeta(i, j, t) \quad (2)$$

Este diagnóstico permite identificar as zonas do domínio que atingiram as elevações mais elevadas durante cada evento, independentemente do instante em que ocorreram.

### 3.6.2 Anomalia de elevação e limiar dinâmico

A anomalia de elevação (*Equação (3)*) durante o evento é definida como a diferença entre o envelope do período do evento e o envelope do período de pré-evento:

$$\Delta E(i, j) = E_{evento}(i, j) - E_{pré-evento}(i, j) \quad (3)$$

Este diagnóstico isola o sinal de elevação atribuível directamente ao ciclone, subtraindo a variabilidade de maré astronómica de fundo. Para a identificação de elevações extremas, foi adoptado um limiar dinâmico definido como  $\mu + 2\sigma$ , onde  $\mu$  e  $\sigma$  são a média e o desvio padrão da elevação calculados sobre o período de pré-evento de cada ciclone.

Para efeito de comparação metodológica, foi também analisado um limiar fixo de 2,0 m, valor arbitrário que serve como referência para demonstrar as limitações de abordagens que não consideram a variabilidade de fundo da maré. O limiar dinâmico é metodologicamente superior porque referencia o critério às condições de fundo de cada evento, evitando a classificação de elevações de maré viva como 'extremas', classificação incorrecta em regiões macrotidais.

### 3.6.3 Surge residual (resíduo de maré de tempestade)

O *surge* residual (*Equação (4)*) num ponto de controle é definido como a diferença entre as elevações simuladas nos experimentos Maré + Vento e Apenas Maré:

$$R(t) = \zeta_{MV}(t) - \zeta_M(t) \quad (4)$$

Esta quantidade representa a elevação adicional induzida pelo forçamento de vento ciclónico sobre o nível de maré astronómica, e inclui tanto a contribuição directa do vento como os efeitos da interacção não-linear (*Equação (1)*). O desfasamento temporal  $\Delta t$  (*Equação (5)*) entre o pico de *surge* residual e a preia-mar astronómica mais próxima foi calculado por:

$$\Delta t = t_{pico\_surge} - t_{preia-mar} \quad (5)$$

onde  $t_{preia-mar}$  corresponde ao máximo local mais próximo da série temporal do experimento Apenas Maré no ponto de controle. Valores negativos de  $\Delta t$  indicam que o pico de *surge* antecedeu a preia-mar astronómica; valores positivos indicam que ocorreu após a preia-mar.

## 3.7 Validação e Análise

### 3.7.1 Dados de Referência

A validação dos campos simulados de nível do mar foi realizada utilizando duas fontes de dados complementares. Para a validação pontual da série temporal, recorreu-se a dados maregráficos horários

observados disponibilizados pelo UHSLC (*University of Hawaii Sea Level Center*). Considerando a limitação de acesso e a inexistência de registos fiáveis para o período de 2019, foram utilizadas as estações de Pemba e Inhambane, com registos referentes ao mês de Maio de 2007. A estação de Pemba está localizada em 40,52°E, 12,97°S e a de Inhambane em 35,38°E, 23,86°S, segundo o UHSLC. No modelo, as células de grelha mais próximas corresponderam a 40,50°E, 12,95°S (Pemba) e 35,50°E, 23,83°S (Inhambane). Para a validação espacial dos padrões de circulação de larga escala, foram utilizados produtos de altimetria satelital do CMEMS, nomeadamente o campo médio de altura da superfície do mar (SSH) para o período de Março a Abril de 2019, permitindo avaliar a capacidade do modelo em reproduzir a estrutura espacial do nível do mar em todo o domínio de estudo.

### 3.7.2 Métricas de Validação

A precisão das simulações foi quantificada através de métricas estatísticas padrão, comparando as séries temporais modeladas com os dados observacionais de referência. Seja  $N$  o número total de comparações,  $O_i$  os valores observados e  $M_i$  os valores modelados, as métricas utilizadas foram as seguintes:

$$a) \text{ RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (M_i - O_i)^2} \quad b) \text{ viés} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^N (M_i - O_i) \quad (6)$$

O RMSE (*Equação (6) a*) mede a magnitude média do erro, sendo mais sensível a grandes discrepâncias, enquanto o viés (*Equação (6) b*) indica a tendência sistemática do modelo em superestimar (viés positivo) ou subestimar (viés negativo) as observações.

$$a) \text{ skill} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (M_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|M_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad b) \text{ } R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - M_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad (7)$$

O *Skill Score* (*Equação (7) a*) é uma métrica adimensional que varia de 0 (concordância nula) a 1 (concordância perfeita), amplamente utilizada para avaliar o desempenho de modelos hidrodinâmicos. O coeficiente de determinação  $R^2$  (*Equação (7) b*) quantifica a proporção da variância dos dados observados explicada pelo modelo.

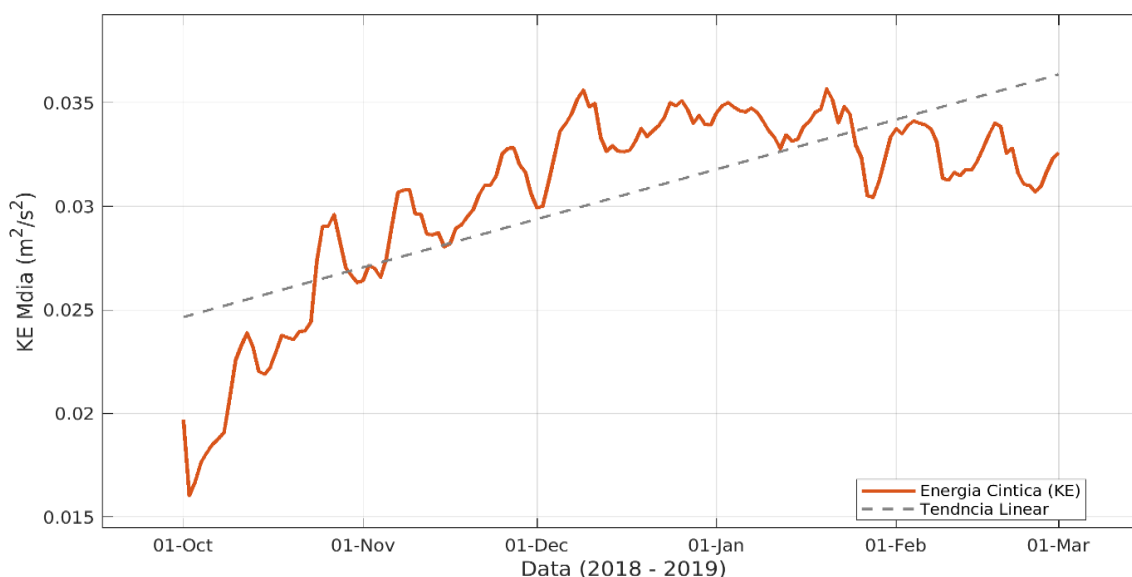
Adicionalmente, foi realizada uma análise harmónica das principais constituintes de maré (M2, S2, K1 e O1) utilizando o pacote *UTide* (Python), aplicada às séries temporais observadas (maregráficos de Pemba e Inhambane, Maio 2007) e simuladas nos mesmos pontos de controlo. Esta análise permitiu avaliar a capacidade do modelo em reproduzir as componentes fundamentais da variabilidade do nível do mar no Canal de Moçambique.

## Capítulo 4: RESULTADOS

### 4.1 Diagnóstico de Estabilização do Modelo

Antes da realização das validações comparativas e das simulações dos eventos ciclônicos, foi efetuada uma análise do estado dinâmico do modelo para verificar a eficácia do período de *spin-up*. O principal indicador utilizado foi a ECM (Energia Cinética Média) do domínio, que permite monitorizar o ajuste do modelo aos forçamentos de vento e maré a partir do repouso. A *Figura 4.1* apresenta a evolução temporal da ECM durante o período de *spin-up*, compreendido entre 01 de Outubro de 2018 a 01 de Março de 2019, totalizando 5 meses de integração.

Observa-se um crescimento acentuado da ECM nos primeiros dias, seguido de uma estabilização progressiva. A variação total da ECM ao longo do período foi de 65,37%, com uma tendência linear residual de  $7,76 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}^2/\text{dia}$ . A partir de meados de Dezembro de 2018, a taxa de crescimento diminuiu significativamente, com variações inferiores a 5% em relação ao valor médio. Este comportamento confirma que o modelo atingiu um estado de equilíbrio dinâmico suficiente para garantir que as condições iniciais não influenciam os resultados durante a passagem do ciclone, validando assim o período de *spin-up* adotado.



**Figura 4.1** Evolução temporal da Energia Cinética Média durante o período de *spin-up*, para o período de 01 de Outubro de 2018 a 01 de Março de 2019.

### 4.2 Validação do Modelo

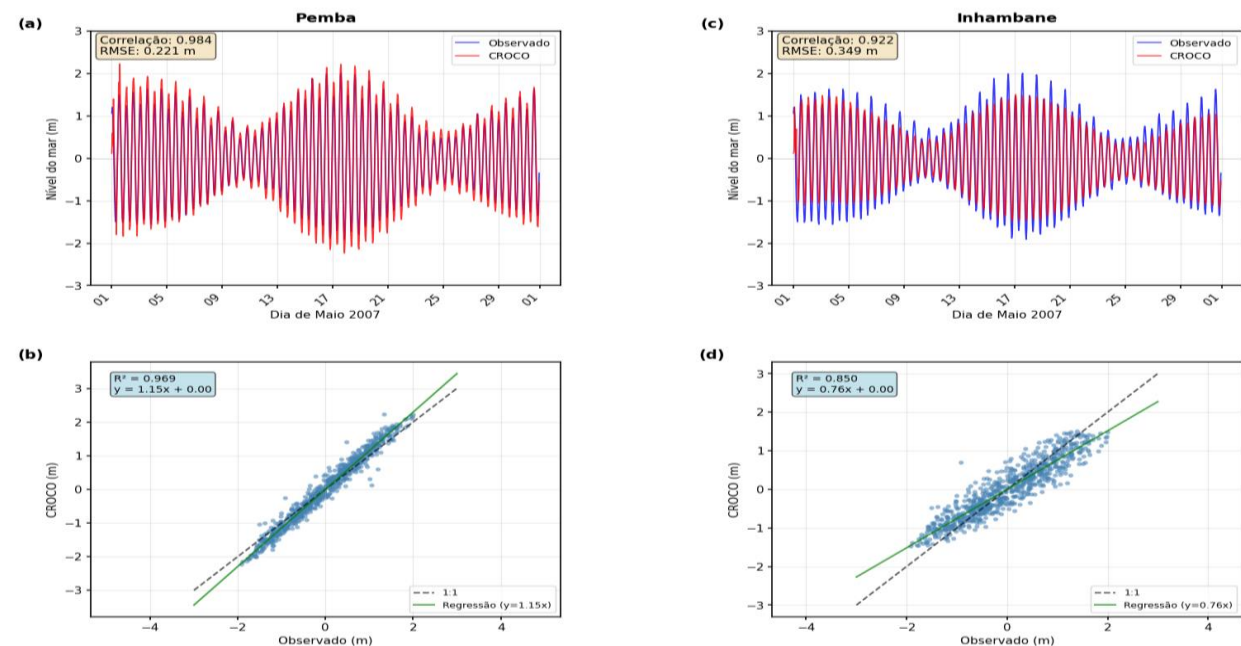
#### 4.2.1 Validação com Dados Maregráficos.

A *Figura 4.2* apresenta a validação do desempenho do modelo CROCO com dados maregráficos (UHSLC) horários observados nas estações de Pemba e Inhambane durante o mês de Maio de 2007. Este período foi escolhido por ser o mais recente com registos completos e de qualidade,

impossibilitando a validação directa com dados do ano em estudo. Para cada estação, a análise é organizada em dois painéis complementares: a série temporal do nível do mar centralizada (com remoção da média) e o diagrama de dispersão entre valores observados e simulados.

Na estação de Pemba, ilustrada nos painéis (a) e (b), a série temporal ao longo de Maio de 2007 mostra uma sobreposição consistente entre as curvas observada (azul) e simulada (vermelha). A correlação linear entre as séries é de 0,984 e o RMSE de 0,221 m. O ciclo de maré viva e maré morta é visível pela alternância entre amplitudes maiores, em torno de  $\pm 1,5$  m, e menores, em torno de  $\pm 0,8$  m, sendo reproduzido pelo modelo com consistência. O diagrama de dispersão correspondente apresenta a linha de referência 1:1 a tracejado e a linha de regressão linear a verde. O coeficiente de determinação obtido foi  $R^2 = 0,969$ , e o declive da regressão linear foi de 1,146, indicando uma ligeira tendência do modelo para sobreestimar os valores observados, particularmente nos extremos da distribuição.

Na estação de Inhambane, apresentada nos painéis (c) e (d), a série temporal revela amplitudes de maré aproximadamente 30% inferiores às observadas em Pemba, com máximos em torno de  $\pm 1,0$  m, o que é consistente com a posição mais meridional desta estação. A correlação obtida foi de 0,922 e o RMSE de 0,349 m. O diagrama de dispersão correspondente apresenta  $R^2 = 0,850$  e declive de 0,758, evidenciando que, ao contrário do observado em Pemba, o modelo tende a subestimar as amplitudes em Inhambane.



**Figura 4.2** (a) e (c) Séries temporais do nível do mar centralizado (média removida) para Pemba e Inhambane, respectivamente; (b) e (d) Diagramas de dispersão entre valores observados e simulados para Pemba e Inhambane, respectivamente.

A *Tabela 4.1* apresenta as amplitudes das quatro principais constituintes harmónicas de maré (M2, S2, K1 e O1) nas duas estações, obtidas a partir dos dados observados do UHSLC e das simulações do modelo CROCO. Em Pemba, os erros relativos variam entre -12,2% (K1) e +17,1% (M2), com sobrestimação das constituintes semi-diurnas M2 (+17,1%) e S2 (+16,6%) e subestimação das diurnas K1 (-12,2%) e O1 (-20,9%). Em Inhambane, o modelo subestima todas as constituintes, com erros de -16,4% para M2, -17,5% para S2, -10,2% para K1 e -15,3% para O1. A diferença nos padrões de erro entre as duas estações reflecte a influência da geometria costeira local na propagação e dissipação da maré.

Em Pemba, a sobrestimação das constituintes semi-diurnas (M2 e S2) sugere que a fricção de fundo local está subestimada pelo modelo, possivelmente devido à suavização batimétrica aplicada para manter o parâmetro r-factor < 0,25, que reduz os gradientes de profundidade na zona costeira e diminui a dissipação por fricção quadrática de fundo. Em Inhambane, a subestimação generalizada de todas as constituintes é consistente com a presença de uma laguna costeira e zona estuarina que a grelha de 9 km não resolve geometricamente, atenuando a amplificação local da maré. Este padrão diferenciado entre estações com características morfológicas distintas é consistente com os resultados de Bié *et al.* (2017) para a mesma costa, que identificaram a representação batimétrica costeira como a principal fonte de erro nas simulações de maré na região.

**Tabela 4.1** Amplitudes das principais constituintes harmónicas de maré nas estações de Pemba e Inhambane e respectivos vieses do modelo.

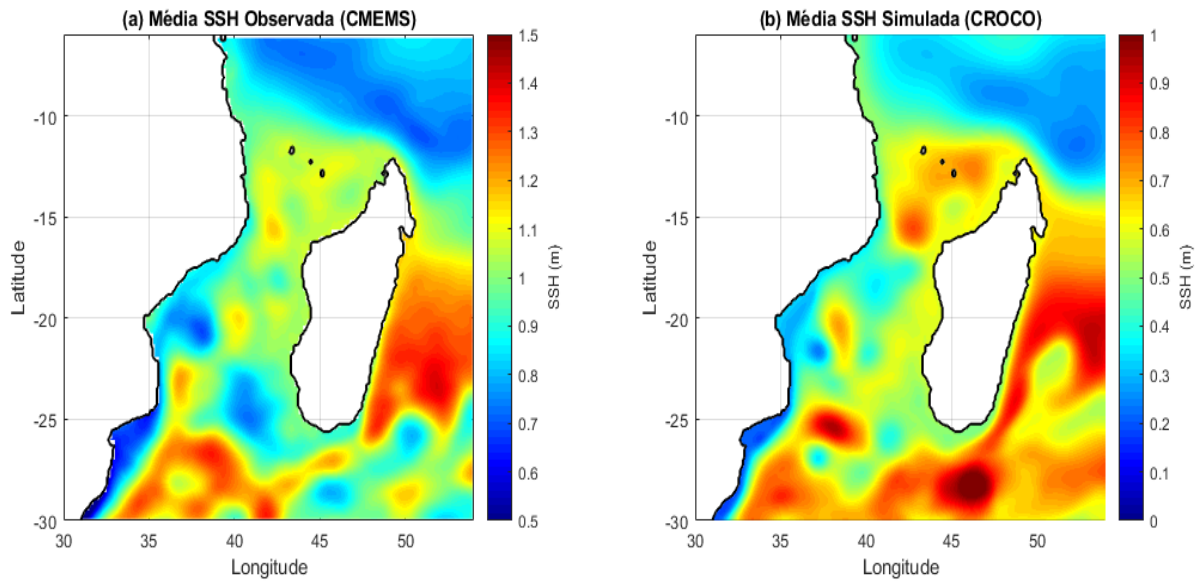
Estação	Constituinte	Período (h)	Amplitude Observada (m)	Amplitude Modelada (m)	Viés Absoluto (m)	Viés Relativo (%)
<b>Pemba</b>	M2	12,42	1,116	1,307	+0,191	+17,1
	S2	12,00	0,529	0,617	+0,088	+16,6
	K1	23,93	0,139	0,122	-0,017	-12,2
	O1	25,82	0,086	0,068	-0,018	-20,9
<b>Inhambane</b>	M2	12,42	1,024	0,856	-0,168	-16,4
	S2	12,00	0,487	0,402	-0,085	-17,5
	K1	23,93	0,118	0,106	-0,012	-10,2
	O1	25,82	0,072	0,061	-0,011	-15,3

#### 4.2.2 Comparação Espacial do SSH

A *Figura 4.3* apresenta os mapas da média do nível do mar SSH para o domínio de estudo, considerando os meses de Março a Abril de 2019, período que já responde à estabilização do modelo após o *spin-up*. O painel (a) exibe os valores observados pelo produto de altimetria satelital CMEMS, enquanto o painel (b) apresenta a média simulada pelo modelo CROCO para o mesmo período.

No painel (a), a distribuição espacial do SSH observado mostra valores mais elevados junto à costa moçambicana central e norte, com máximos superiores a 1,3 m na faixa costeira compreendida entre as latitudes 10°S e 20°S, correspondente ao Canal de Moçambique. Na região oceânica aberta a leste de Madagáscar, os valores observados situam-se entre 0,8 m e 1,1 m. O painel (b) evidencia que o modelo reproduz a estrutura geral deste padrão espacial, com elevações costeiras mais altas e uma gradação em direcção ao oceano aberto, embora os valores absolutos simulados se apresentem sistematicamente inferiores aos observados, particularmente na faixa costeira central onde o modelo apresenta valores entre 0,7 m e 1,0 m face a 1,1 m a 1,5 m observados.

Importa notar que as escalas de cor dos dois painéis foram ajustadas de forma distinta para garantir uma visualização adequada de ambos os campos. O painel (a) utiliza uma escala de 0,5 m a 1,5 m, enquanto o painel (b) utiliza uma escala de 0 m a 1,0 m. Esta diferença deve-se ao facto de os valores absolutos simulados serem sistematicamente inferiores aos observados; se fosse utilizada a mesma escala em ambos os painéis, o campo modelado apareceria excessivamente esbatido, dificultando a identificação dos padrões espaciais de variabilidade. Esta opção de visualização não afecta as métricas estatísticas, que são calculadas independentemente e reflectem fielmente as diferenças entre os dois conjuntos de dados.



**Figura 4.3** Mapas da média do Nível do Mar (SSH) para o período de Março a Abril de 2019, (a) Observado pelo satélite CMEMS; (b) Simulado pelo modelo CROCO. Linhas pretas representam a linha de costa.

O desvio padrão dos valores observados foi de 0,192 m, enquanto o do simulado foi de 0,178 m, indicando que o modelo captura de forma razoável a variabilidade espacial do SSH. O viés médio foi de -0,42 m e o RMSE de 0,447 m, reflectindo a subestimação sistemática do nível absoluto pelo modelo, a qual é consistente com o ajustamento do nível médio do mar que ocorre durante o *spin-up*. O *Skill Score* de 0,579 indica uma concordância parcial entre os padrões espaciais observados e simulados.

A discrepância entre a validação espacial, com *Skill* de 0,579, e a validação pontual com marégrafos, com  $R^2$  de 0,969 e 0,922, é esperada e não representa uma contradição. A validação espacial com altimetria satelital integra múltiplas fontes de incerteza que tendem a degradar as métricas de desempenho, nomeadamente a resolução espacial do produto CMEMS de aproximadamente 25 km, inferior à resolução do modelo de 9 km e incapaz de resolver feições costeiras de pequena escala, a amostragem temporal irregular das órbitas que introduz incertezas na média temporal, e a elevada variabilidade de mesoescala no Canal de Moçambique caracterizada por intensa actividade de vórtices (Halo *et al.*, 2014), que a altimetria resolve apenas parcialmente. O viés negativo de -0,42 m no campo médio de SSH é consistente com o ajustamento do nível médio do mar que ocorre durante o período de *spin-up* do modelo, não comprometendo a representação da variabilidade espacial.

### 4.3 Distribuição Espacial da Anomalia de Elevação do Nível do Mar

Esta secção analisa a distribuição espacial da resposta hidrodinâmica ao longo do domínio de simulação para os dois eventos ciclónicos, com base nos mapas de anomalia de elevação, definidos como a diferença entre a elevação máxima registada durante o evento e a elevação máxima do período

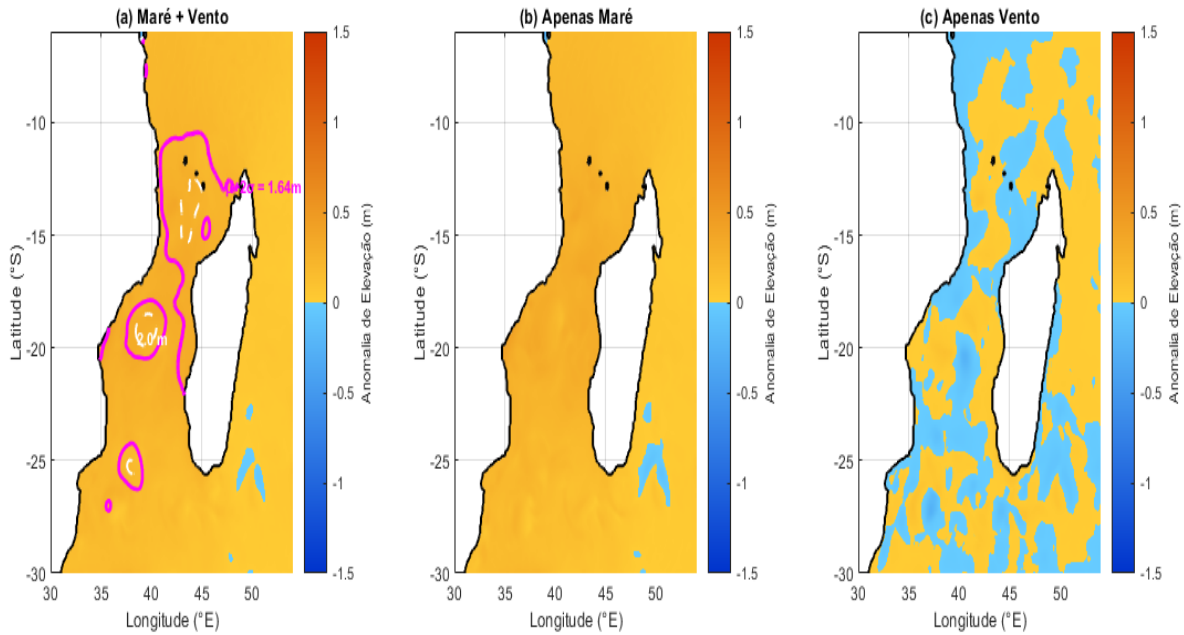
de pré-evento (durante: 12–17 Março para Idai, 21–26 Abril para Kenneth; antes: 01–11 Março e 01–20 Abril, respectivamente), conforme a *Equação (3)*. Esta abordagem isola o sinal atribuível directamente à passagem de cada ciclone, subtraindo a variabilidade de maré astronómica de fundo. Os resultados quantitativos ao longo do tempo nos pontos costeiros de referência são apresentados na secção 4.4.

### 4.3.1 Ciclone Idai

A *Figura 4.4* apresenta os mapas de anomalia de elevação para o ciclone Idai, correspondentes aos experimentos Maré + Vento (a), Apenas Maré (b) e Apenas Vento (c). No painel (a), o experimento completo evidencia anomalias positivas concentradas na faixa costeira entre 15°S e 22°S, correspondente à região de influência directa do Idai sobre a Baía de Sofala e a costa central de Moçambique. O contorno magenta delimita o limiar dinâmico ( $\mu + 2\sigma = 1,639$  m), calculado a partir das condições de pré-evento; o contorno branco tracejado corresponde ao limiar fixo de 2,0 m. A comparação entre os dois contornos revela que o limiar dinâmico identifica uma área significativamente mais extensa de elevações classificadas como extremas (7.594 pontos de grelha) do que o limiar fixo (949 pontos), demonstrando que o critério fixo de 2,0 m é inadequado para regiões com forte variabilidade de maré astronómica de fundo, uma vez que parte das elevações acima desse valor corresponde simplesmente a condições normais de maré viva e não ao forçamento ciclónico.

O painel (b), relativo ao experimento Apenas Maré, confirma que a estrutura espacial das anomalias positivas no painel (a) resulta em larga medida da diferença de fase astronómica entre os instantes de pico e de pré-evento: quando a maré se encontra numa fase mais elevada no momento do pico do que no pré-evento, a diferença (durante – antes) é positiva por razões astronómicas, independentemente do ciclone. Este efeito é intrínseco ao método de cálculo da anomalia e não representa uma contribuição do ciclone.

O painel (c), referente ao experimento Apenas Vento, distingue-se claramente dos anteriores pela distribuição espacialmente heterogénea das anomalias, com alternância de valores positivos e negativos, e pela concentração das anomalias positivas de maior amplitude na região costeira imediatamente a norte e a sul da trajectória do Idai. Este padrão reflecte o mecanismo de *wind setup* localizado: o *stress* de vento ciclónico induz uma inclinação da superfície oceânica na direcção do vento, gerando elevação positiva sotavento (para onde o vento sopra) e rebaixamento barlavento (de onde o vento vem). A amplitude das anomalias de vento isolado é substancialmente inferior à da maré, resultado consistente com o carácter meso a macrotidal da plataforma costeira ocidental do Canal de Moçambique, onde a maré astronómica domina o sinal de elevação. A contribuição específica do vento à escala do ponto costeiro é quantificada pelo *surge* residual apresentado na secção 4.4.1.



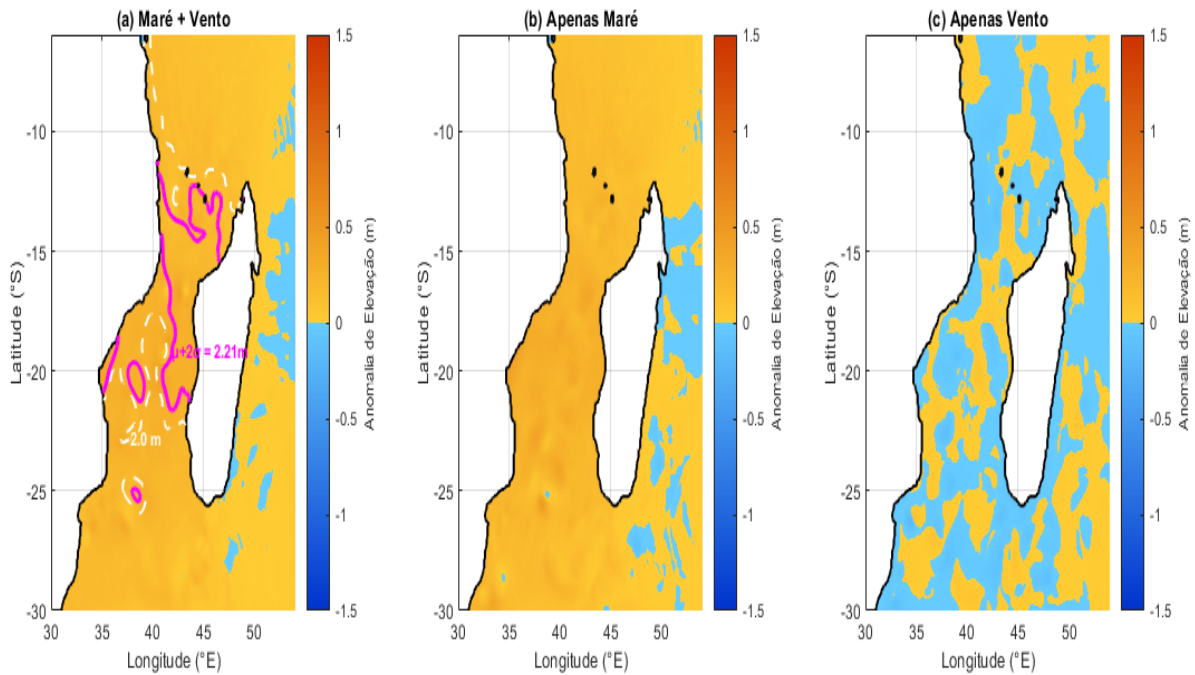
**Figura 4.4** Anomalia de elevação do nível do mar durante o ciclone Idai (durante – antes). (a) *Experimento Maré + Vento*; (b) *Apenas Maré*; (c) *Apenas Vento*. Contorno magenta: limiar dinâmico ( $\mu + 2\sigma = 1,639$  m); contorno branco tracejado: limiar fixo de 2,0 m.

### 4.3.2 Ciclone Kenneth

A *Figura 4.5* apresenta os mapas de anomalia de elevação para o ciclone Kenneth, calculados pelo mesmo método aplicado ao Idai. No painel (a), as anomalias positivas de maior amplitude concentram-se na região norte do domínio, entre 10°S e 16°S, correspondendo à área de influência directa do Kenneth sobre a costa de Cabo Delgado e o litoral norte de Moçambique. Esta concentração geográfica contrasta com o painel equivalente do Idai, onde as anomalias se estendiam mais para sul, reflectindo a diferença nos locais de *landfall* e nas trajectórias dos dois ciclones.

O limiar dinâmico para o Kenneth foi de  $\mu + 2\sigma = 2,207$  m , valor superior ao do Idai (1,639 m) , o que reflecte a maior amplitude da maré astronómica de fundo no período de Abril de 2019 em comparação com Março. Com o limiar fixo de 2,0 m, 10.831 pontos de grelha ultrapassam este valor, número superior ao obtido com o limiar dinâmico (5.027 pontos). Esta inversão demonstra que o critério fixo classifica como extremas elevações que correspondem à maré viva normal do período de Abril, reforçando a superioridade metodológica do limiar dinâmico em ambientes de grande amplitude de maré. Os painéis (b) e (c) apresentam padrões análogos aos do Idai: a maré isolada produz anomalias positivas generalizadas em toda a costa, reflectindo diferenças de fase astronómica entre pico e pré-evento; o vento isolado produz anomalias localizadas e de menor amplitude, com alternância de sinais

positivos e negativos a sul da trajectória do ciclone. A contribuição do vento ciclónico à escala do ponto costeiro de Pemba é quantificada na secção 4.4.2.



**Figura 4.5** Anomalia de elevação do nível do mar durante o ciclone Kenneth (durante – antes). (a) Experimento Maré + Vento; (b) Apenas Maré; (c) Apenas Vento. Contorno magenta: limiar dinâmico ( $\mu + 2\sigma = 2,207\text{ m}$ ); contorno branco tracejado: limiar fixo de  $2,0\text{ m}$ .

#### 4.4 Variabilidade Temporal do Nível do Mar

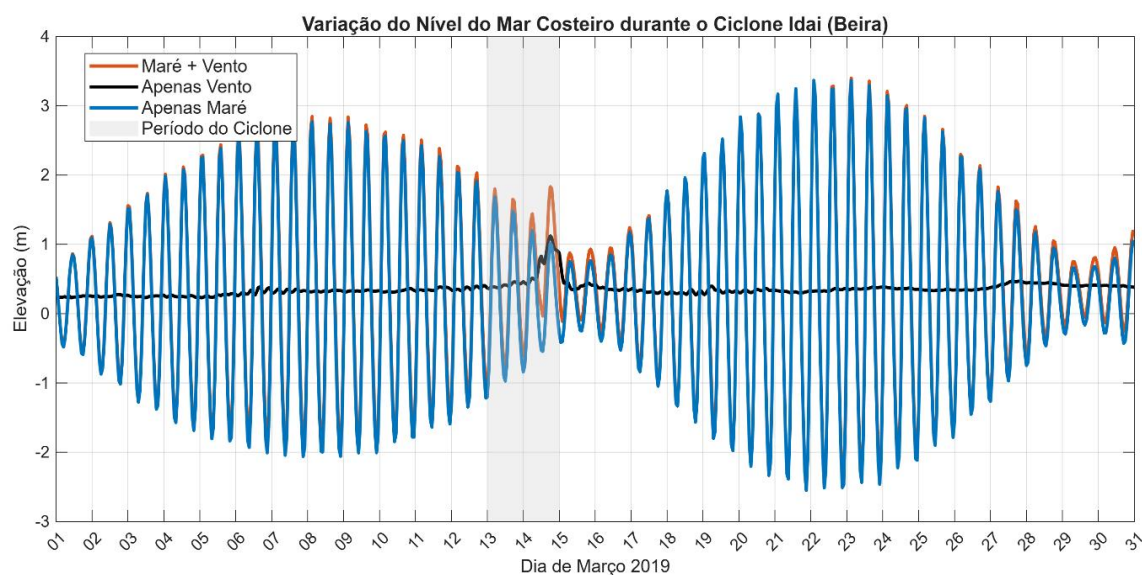
Esta secção analisa a evolução temporal do nível do mar em pontos costeiros de referência para cada ciclone: Beira ( $34,83^\circ\text{E}$ ;  $19,83^\circ\text{S}$ ) para o Idai e Pemba ( $40,5^\circ\text{E}$ ;  $12,9^\circ\text{S}$ ) para o Kenneth. Para cada ponto, apresentam-se a série temporal mensal dos três experimentos, o zoom sobre o período de *landfall*, o resíduo da maré de tempestade, a interacção não-linear entre maré e vento, e a distribuição direcional e de intensidade dos ventos ERA5. O ponto da Beira dista 7,48 km das coordenadas nominais de referência ( $34,830^\circ\text{E}$ ;  $19,830^\circ\text{S}$ ) e o de Pemba dista 2,28 km das coordenadas alvo ( $40,500^\circ\text{E}$ ;  $12,970^\circ\text{S}$ ), ambos confirmados como pontos oceânicos pelo campo de máscara do modelo. A profundidade batimétrica da célula da Beira é de aproximadamente 18 m e a de Pemba de aproximadamente 35 m, valores compatíveis com a batimetria local do ETOPO2 após suavização, e suficientes para evitar instabilidades numéricas na fronteira terra-mar.

##### 4.4.1 Ciclone Idai , Ponto Costeiro da Beira

A Figura 4.6 apresenta a série temporal do nível do mar simulado na Beira ao longo de Março de 2019. As curvas correspondem aos experimentos Maré + Vento (laranja), Apenas Maré (azul) e Apenas

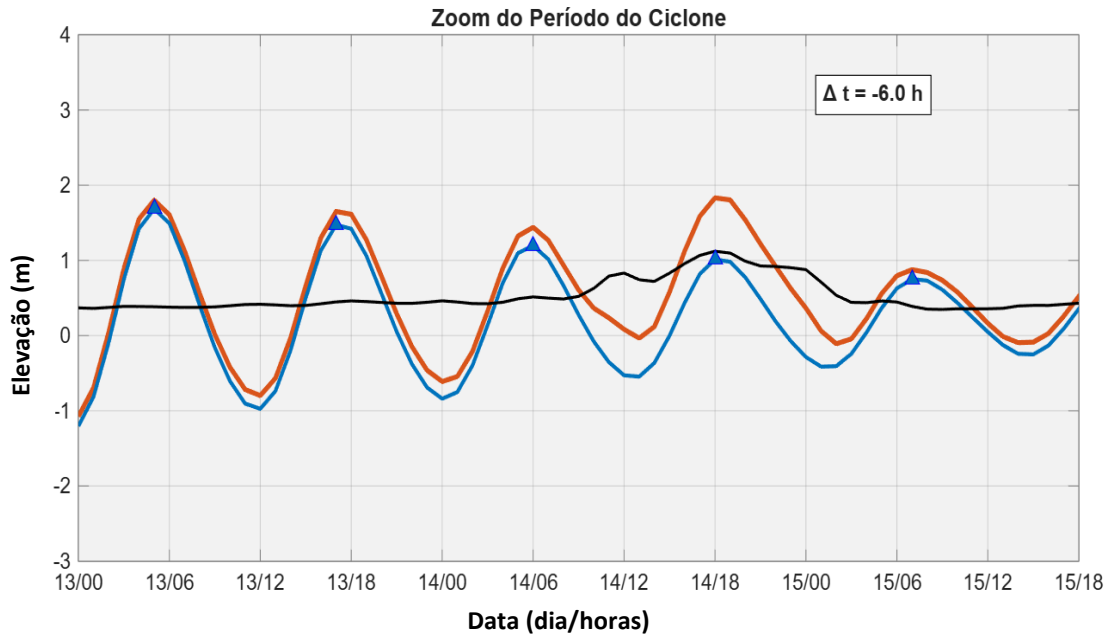
Vento (preto), com a zona sombreada a indicar o período de actuação do ciclone (13 a 15 de Março). Durante o período do ciclone, o experimento Maré + Vento registou uma elevação máxima de 1,831 m em 14 de Março às 18:00 e uma elevação mínima de -1,076 m, resultando numa amplitude total de 2,907 m e elevação média de 0,573 m. O experimento Apenas Maré atingiu o máximo de 1,685 m em 13 de Março às 05:00 e o mínimo de -1,204 m, com amplitude de 2,889 m e elevação média de 0,240m. O experimento Apenas Vento apresentou elevação máxima de 1,121 m em 14 de Março às 16:00, mínima de 0,362 m, amplitude de 0,760 m e elevação média de 0,568 m.

A comparação entre os experimentos revela que a diferença máxima entre Maré + Vento e Apenas Vento foi de 0,710 m, enquanto a diferença entre Maré + Vento e Apenas Maré foi de 0,147 m. A contribuição relativa da maré foi de 92,0%.



**Figura 4.6** Série temporal do nível do mar simulado no ponto costeiro da Beira ( $34,83^{\circ}\text{E}$ ;  $19,83^{\circ}\text{S}$ ) durante Março de 2019, ciclone Idai. Curva laranja: experimento Maré + Vento; curva azul: Apenas Maré; curva preta: Apenas Vento. A zona sombreada indica o período de actuação do ciclone (13–15 de Março).

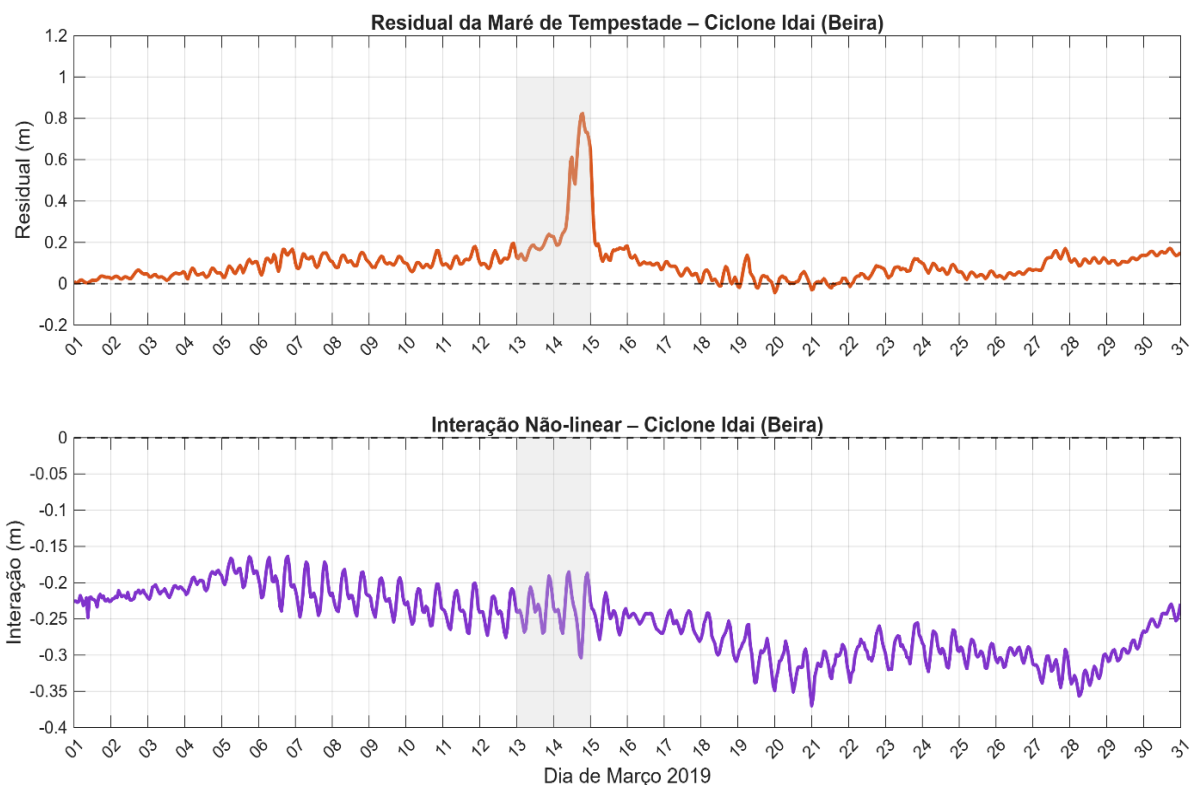
A Figura 4.7 apresenta o zoom temporal sobre o período de *landfall* do Idai (13 a 15 de Março), com resolução horária. Os triângulos azuis assinalam os picos da série Apenas Maré (preia-mares astronómicas). O valor  $\Delta t = -6,0$  h anotado na Figura indica que o pico máximo do experimento Maré + Vento (1,831 m) ocorreu 6 horas antes da preia-mar astronómica mais próxima. Neste período, o ciclone encontrava-se em fase de enchente da maré, com o nível do mar a subir em direcção à preia-mar.



**Figura 4.7** Zoom temporal do período de landfall do ciclone Idai na Beira (13–15 de Março de 2019), com resolução horária. Curva laranja: Maré + Vento; curva azul: Apenas Maré; curva preta: Apenas Vento. Triângulos azuis: preia-mares astronômicas. O valor  $\Delta t = -6,0 \text{ h}$  indica o desfasamento entre o pico total e a preia-mar astronômica mais próxima.

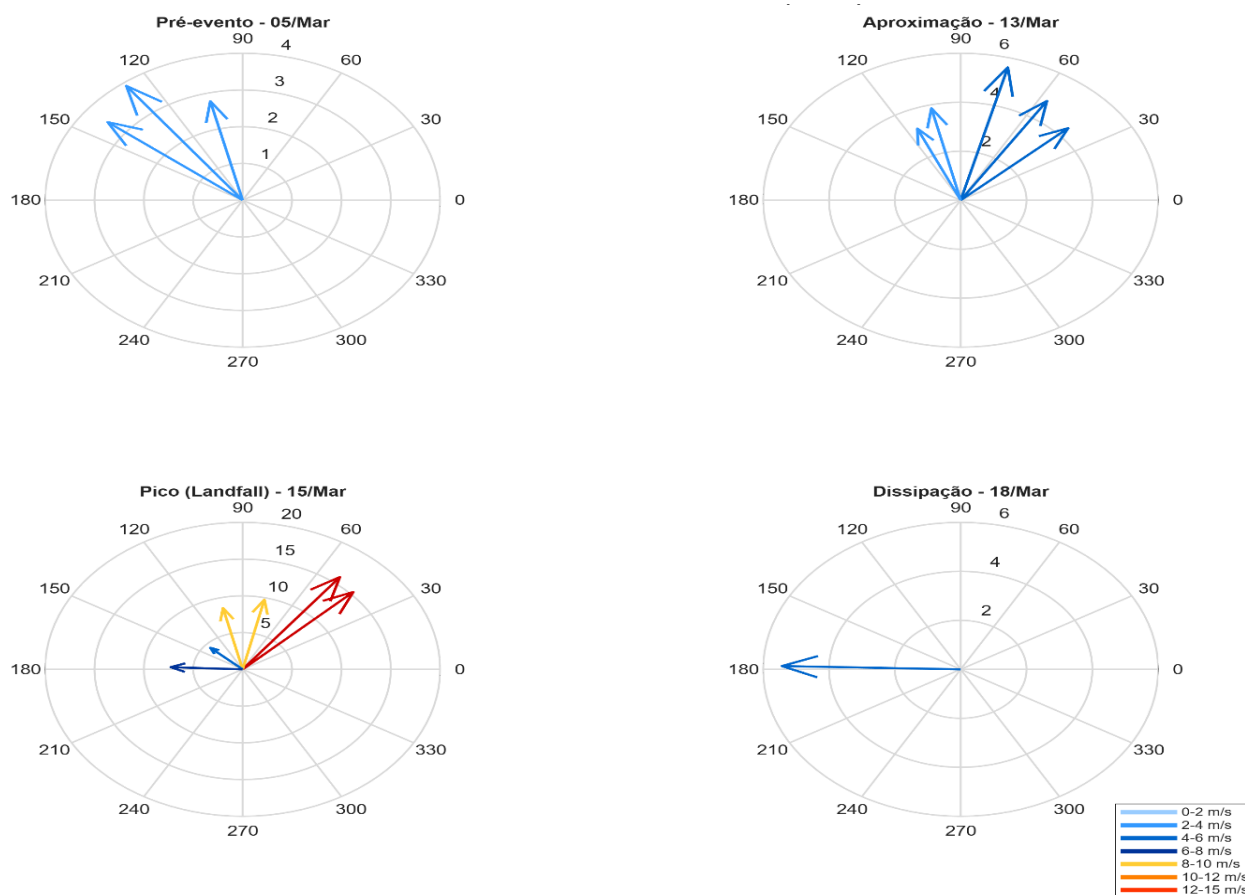
A Figura 4.8 apresenta o resíduo da maré de tempestade (*storm surge* residual) e a interação não-linear para o ciclone Idai na Beira, ao longo de todo o mês de Março de 2019. O painel superior mostra o resíduo, definido como a diferença entre os experimentos Maré + Vento e Apenas Maré. O painel inferior apresenta a interação não-linear, calculada como a diferença entre o experimento completo e a soma linear dos experimentos isolados (Equação (1)).

No painel superior, o resíduo mantém-se próximo de zero ao longo da maior parte do mês, com valores médios de 0,096 m e desvio padrão de 0,101 m. Durante o período do ciclone (zona sombreada), o resíduo atinge o seu valor máximo de +0,823 m em 14 de Março às 19:00, registando depois um retorno abrupto a valores próximos de zero após o *landfall*. O mínimo observado ao longo do mês foi de -0,044 m. No painel inferior, a interação não-linear apresenta valores sistematicamente negativos ao longo de todo o mês, com média de -0,256 m e mínimo de -0,370 m. Durante o período do ciclone, a interação atingiu -0,185 m no momento do pico. Esta interação negativa é uma característica persistente ao longo de Março, com um padrão oscilatório de alta frequência sobreposto à tendência de fundo, mais pronunciado após o *landfall*.



**Figura 4.8** Resíduo da maré de tempestade (painel superior) e interação não-linear (painel inferior) para o ciclone Idai, no ponto costeiro da Beira, durante Março de 2019. Zona sombreada: período de actuação do ciclone.

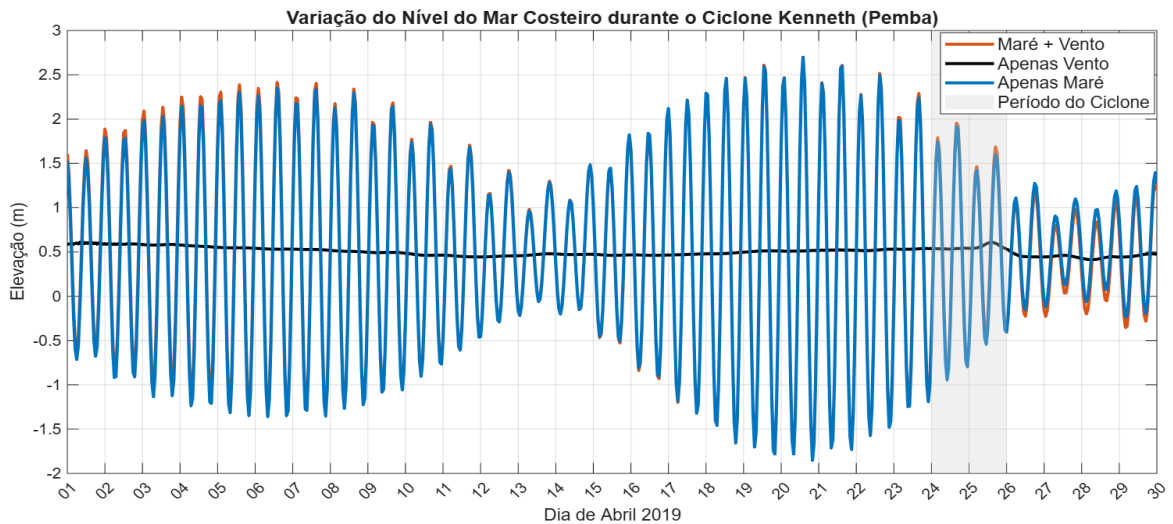
A Figura 4.9 apresenta as rosas dos ventos ERA5 para o ponto costeiro da Beira nos quatro momentos representativos do ciclone Idai. No pré-evento (05 de Março, painel superior esquerdo), os ventos apresentaram velocidade média de 3,54 m/s com direcção predominante de sudeste ( $145^\circ$ ), dentro da classe 2–4 m/s. Na aproximação (13 de Março, painel superior direito), a velocidade média aumentou para 4,47 m/s com direcção de sul ( $186^\circ$ ), ainda dentro da classe de brisa fraca. No pico/*landfall* (15 de Março, painel inferior esquerdo), observou-se uma aceleração marcada: a velocidade média foi de 11,91 m/s e a máxima atingiu 18,84 m/s, com ventos classificados como vento fresco. A direcção predominante foi de  $134^\circ$  (sudeste), com 48% das ocorrências de nordeste, 24% de sul, 16% de sudoeste, 8% de leste e 4% de sudeste, evidenciando a variabilidade direcional típica da passagem de um ciclone tropical. Na dissipação (18 de Março, painel inferior direito), os ventos voltaram a velocidades baixas (4,53 m/s em média), com direcção predominante de leste ( $80^\circ$ ).



**Figura 4.9** Rosas dos ventos ERA5 no ponto costeiro da Beira ( $34,83^{\circ}\text{E}$ ;  $19,83^{\circ}\text{S}$ ) durante os quatro momentos do ciclone Idai. Superior esquerdo: pré-evento (05/Mar); superior direito: aproximação (13/Mar); inferior esquerdo: pico (15/Mar); inferior direito: dissipação (18/Mar). A cor das setas codifica a classe de velocidade (m/s), conforme legenda.

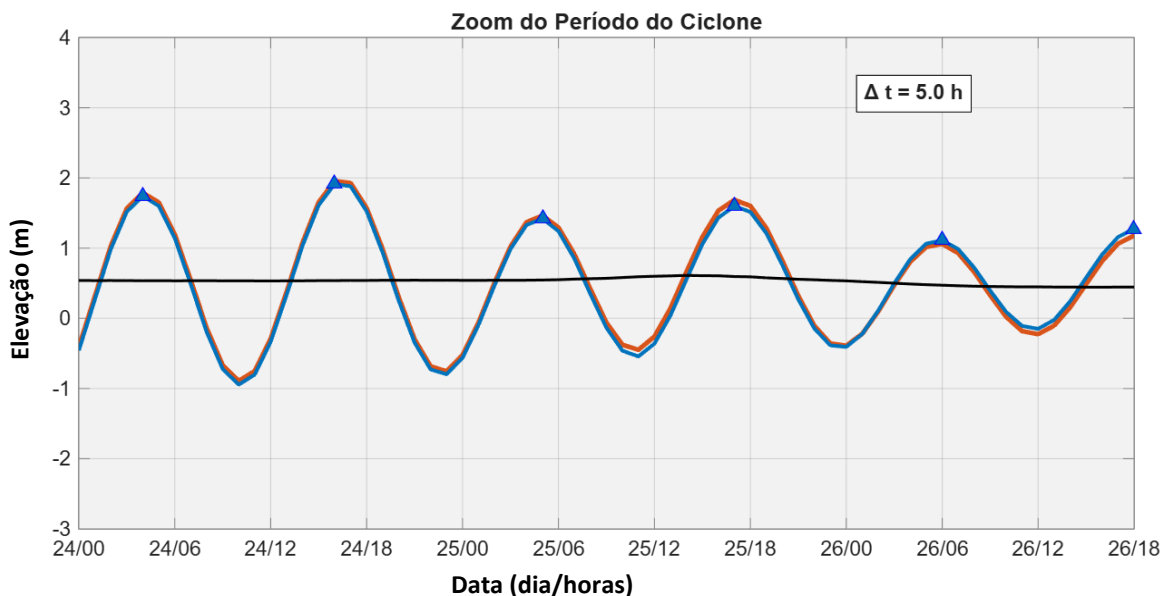
#### 4.4.2 Ciclone Kenneth , Ponto Costeiro de Pemba

A Figura 4.10 apresenta a série temporal do nível do mar simulado em Pemba durante Abril de 2019. As curvas seguem a mesma convenção de cor: Maré + Vento (laranja), Apenas Maré (azul) e Apenas Vento (preto), com a zona sombreada a assinalar o período de actuação do ciclone (24 a 26 de Abril). Durante o período do ciclone, o experimento Maré + Vento registou uma elevação máxima de 1,956 m em 24 de Abril às 16:00 e uma elevação mínima de -0,892 m, resultando numa amplitude total de 2,848 m e elevação média de 0,544 m. O experimento Apenas Maré atingiu o máximo de 1,913 m em 24 de Abril às 16:00 e o mínimo de -0,945 m, com amplitude de 2,858 m e elevação média de 0,488 m. O experimento Apenas Vento apresentou elevação máxima de 0,611 m em 25 de Abril às 14:00, mínima de 0,532 m, amplitude de 0,079 m e elevação média de 0,553 m. A comparação entre os experimentos revela que a diferença máxima entre Maré + Vento e Apenas Vento foi de 1,345 m, enquanto a diferença entre Maré + Vento e Apenas Maré foi de 0,043 m. A contribuição relativa da maré foi de 97,8%.



**Figura 4.10** Série temporal do nível do mar simulado no ponto costeiro de Pemba (40,5°E; 12,9°S) durante Abril de 2019, ciclone Kenneth. Curva laranja: Maré + Vento; curva azul: Apenas Maré; curva preta: Apenas Vento. A zona sombreada indica o período de actuação do ciclone (24–26 de Abril).

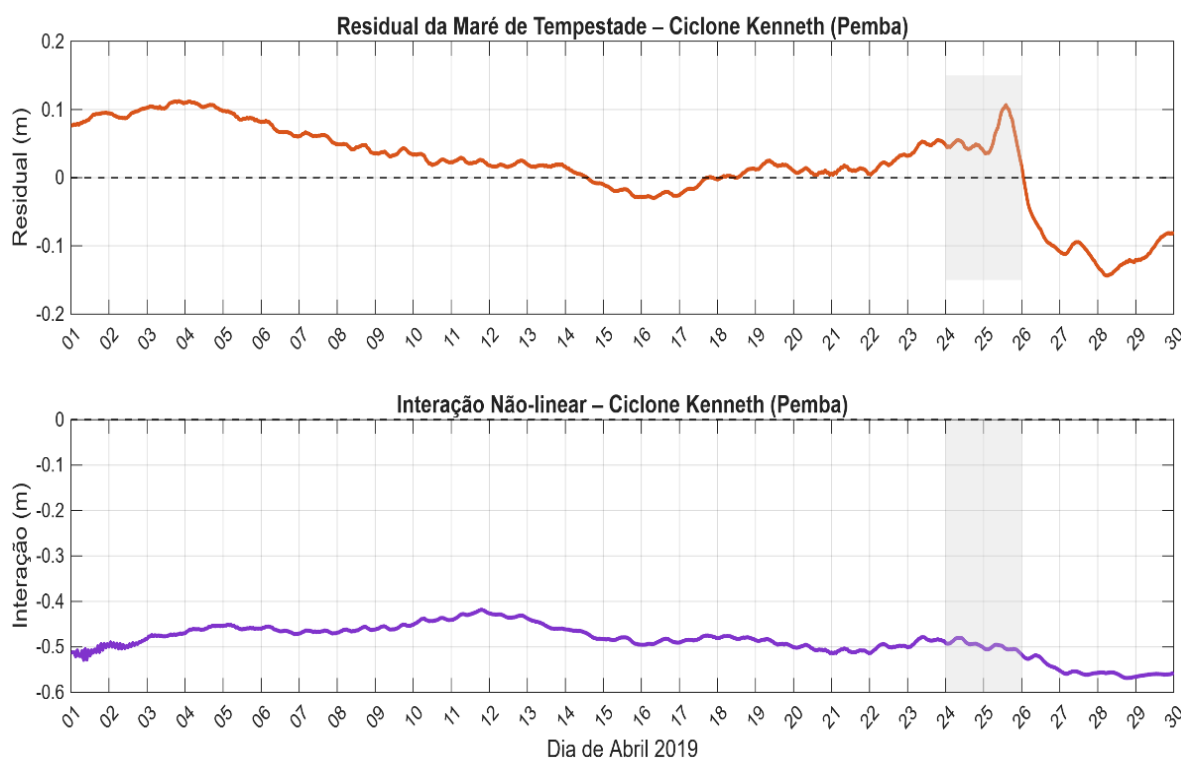
A Figura 4.11 apresenta o zoom sobre o período de *landfall* do Kenneth (24 a 26 de Abril) com resolução horária. Os triângulos azuis assinalam as preia-mares astronómicas. O valor  $\Delta t = 5,0$  h anotado na figura indica que o pico máximo do experimento completo ocorreu 5 horas após a preia-mar astronómica mais próxima. Ao contrário do Idai, em que o pico do ciclone antecedeu a preia-mar, no Kenneth o pico do ciclone ocorreu durante a fase de vazante, com o nível do mar já a diminuir após a preia-mar astronómica.



**Figura 4.11** Zoom temporal do período de *landfall* do ciclone Kenneth em Pemba (24–26 de Abril de 2019), com resolução horária. Curva laranja: Maré + Vento; curva azul: Apenas Maré; curva preta: Apenas Vento. Triângulos azuis: preia-mares astronómicas.  $\Delta t = 5,0$  h indica o desfasamento entre o pico total e a preia-mar astronómica.

A *Figura 4.12* apresenta o resíduo da maré de tempestade e a interação não-linear para o Kenneth em Pemba. No painel superior, o resíduo exhibe um padrão distinto do Iдай: inicia o mês de Abril com valores positivos de cerca de +0,09 m a +0,11 m (máximo de +0,113 m em 03 de Abril às 20:00), decresce progressivamente para valores próximos de zero a meados do mês, e torna-se negativo a partir do dia 16. Durante o período do ciclone (zona sombreada), o resíduo regista um breve pico de +0,107 m antes de cair para valores negativos (-0,144 m como mínimo do mês). O valor médio ao longo do mês foi de +0,019 m com desvio padrão de 0,061 m.

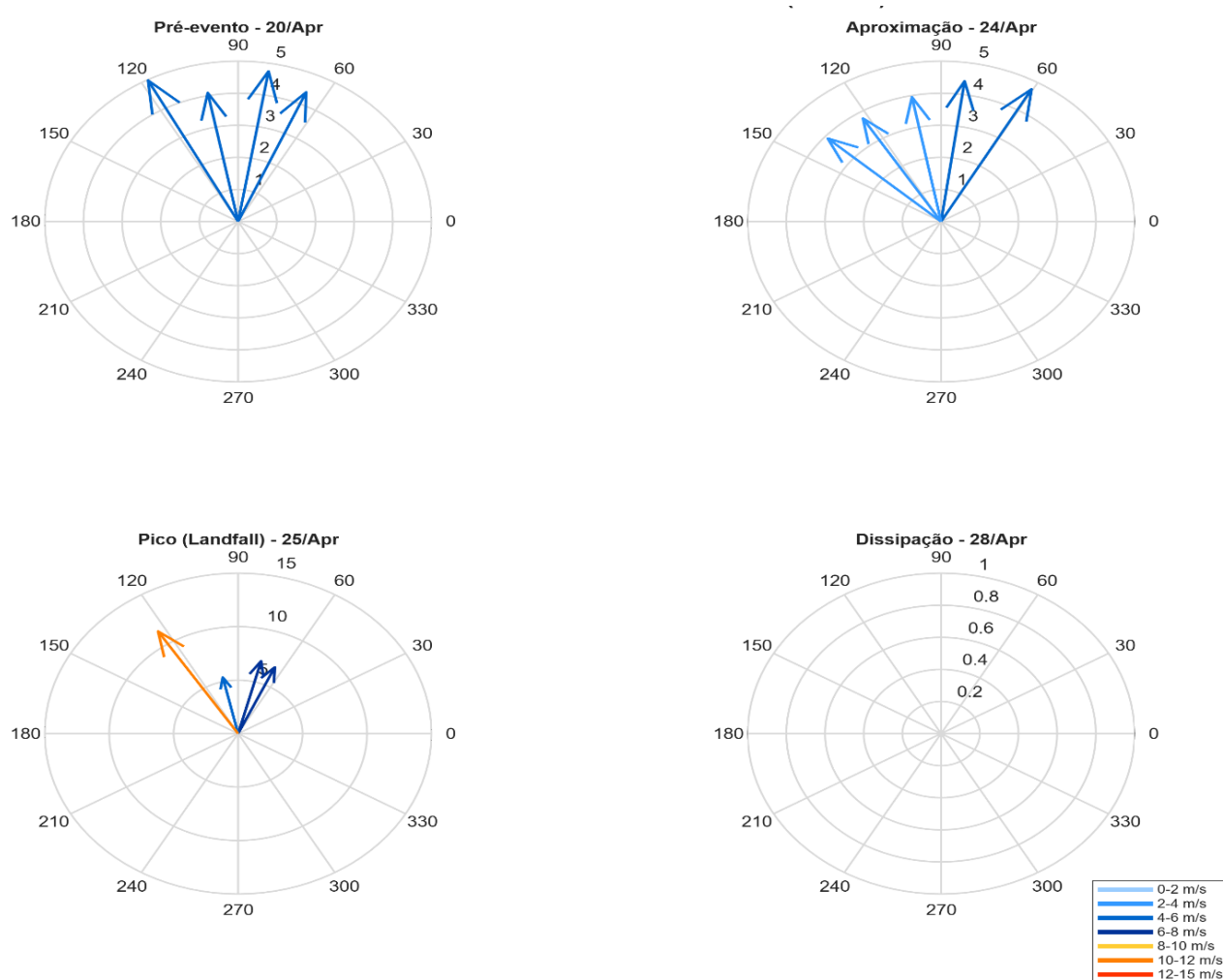
No painel inferior, a interação não-linear mantém-se fortemente negativa ao longo de todo o mês, com média de -0,486 m e desvio padrão de 0,035 m, valores consideravelmente mais negativos que os do Iдай (média de -0,256 m). O mínimo absoluto da interação foi de -0,569 m. Durante o período do ciclone, a interação não-linear atingiu -0,480 m, valor muito próximo da média mensal, indicando que o ciclone Kenneth não intensificou substancialmente este processo em Pemba relativamente às condições de fundo. Ao contrário do Iдай, o sinal oscilatório de alta frequência na interação não-linear de Pemba é menos pronunciado.



**Figura 4.12** Resíduo da maré de tempestade (painel superior) e interação não-linear (painel inferior) para o ciclone Kenneth, no ponto costeiro de Pemba, durante Abril de 2019. Zona sombreada: período de actuação do ciclone.

A *Figura 4.13* apresenta as rosas dos ventos ERA5 para o ponto de Pemba nos quatro momentos representativos do Kenneth. No pré-evento (20 de Abril, painel superior esquerdo), os ventos tiveram velocidade média de 4,45 m/s com direcção predominante de sul ( $176^\circ$ ), dentro da classe 2–4 m/s, e

com dispersão angular entre nordeste e sudeste. Na aproximação (24 de Abril, painel superior direito), a velocidade média foi de 4,29 m/s com direcção de sul (180°), padrão semelhante ao pré-evento. No pico (25 de Abril, painel inferior esquerdo), verificou-se aceleração dos ventos: velocidade média de 6,59 m/s e máxima de 11,72 m/s, com classificação de brisa moderada. A direcção predominante foi de 179° (sul), com 56% das ocorrências de sudeste e 44% de sul. A componente U10 no pico apresentou média de -0,11 m/s e máxima de 3,16 m/s, enquanto a componente V10 teve média de 6,18 m/s e máxima de 9,82 m/s. Na dissipação (28 de Abril, painel inferior direito), os ventos reduziram para 3,54 m/s em média, com direcção de nordeste (57°), marcando a transição para o regime pós-ciclone. Para comparação, as velocidades registadas no pico do Idai em Beira foram de 11,91 m/s de média e 18,84 m/s de máxima, valores substancialmente superiores.



**Figura 4.13** Rosas dos ventos ERA5 no ponto costeiro de Pemba (40,5°E; 12,9°S) durante os quatro momentos do ciclone Kenneth. Superior esquerdo: pré-evento (20/Abr); superior direito: aproximação (24/Abr); inferior esquerdo: pico (25/Abr); inferior direito: dissipação (28/Abr). A cor das setas codifica a classe de velocidade (m/s), conforme legenda.

#### 4.4.3 Síntese Comparativa - Idai e Kenneth

A *Tabela 4.2* sintetiza os principais parâmetros extraídos das análises temporais dos dois ciclones nos seus respectivos pontos de referência, permitindo uma leitura comparativa directa dos resultados quantitativos obtidos para cada evento.

**Tabela 4.2** Síntese comparativa dos parâmetros hidrodinâmicos, Idai (Beira) vs Kenneth (Pemba).

Parâmetro	Idai , Beira	Kenneth , Pemba
Elevação máxima (Maré + Vento)	1,831 m (14/03 18:00)	1,956 m (24/04 16:00)
Elevação máxima (Apenas Maré)	1,685 m (13/03 05:00)	1,913 m (24/04 16:00)
Elevação máxima (Apenas Vento)	1,121 m (14/03 16:00)	0,611 m (25/04 14:00)
Amplitude total (pico–vazio)	2,907 m	2,848 m
Contribuição relativa da maré (%)	~92,0%	~97,8%
Desfasagem preia-mar / pico (h)	-6,0 h	5,0 h
Resíduo máximo , <i>storm surge</i> (m)	+0,823 m	+0,107 m
Interacção não-linear mínima (m)	-0,370 m	-0,569 m
Vento médio no pico (m/s)	11,91 m/s	6,59 m/s
Vento máximo no pico (m/s)	18,84 m/s	11,72 m/s
Direcção predominante no pico	134° (SE)	179° (S)
Limiar dinâmico $\mu + 2\sigma$ (m)	1,639 m	2,207 m
Área acima do limiar dinâmico (pontos de grade)	7.594	5.027

## Capítulo 5: DISCUSSÃO

### 5.1 Resposta Espacial do Nível do Mar

A contribuição da maré astronómica de  $\sim 92\%$  para a elevação total no Idai e  $\sim 97,8\%$  no Kenneth reflecte o carácter meso a macrotidal da plataforma costeira ocidental do Canal de Moçambique, onde a amplitude costeira da constituinte M2 supera 1 m em Pemba e 2 m na Baía de Sofala, em contraste com amplitudes de 20–30 cm no oceano aberto do Canal. Pugh & Woodworth (2014) distinguem fundamentalmente entre ambientes de baixa maré, onde o *surge* pode dominar o nível total, e ambientes meso e macrotidais, onde a maré astronómica mascara os sinais de *surge* de menor amplitude. Os resultados obtidos são consistentes com o regime de maré amplamente documentado para esta costa, e reforçam a necessidade de considerar este contexto macrotidal em qualquer avaliação de risco de inundação costeira associada a ciclones: numa região de maré ampla, a avaliação do risco não pode ser dissociada do timing da sobreposição entre o ciclone e a maré.

Os mapas de anomalia de elevação confirmam que a resposta hidrodinâmica atribuível ao ciclone é espacialmente coerente com a trajectória e intensidade de cada evento. O mecanismo dominante é o *wind setup*: o *stress* de vento exercido sobre a superfície oceânica gera uma inclinação da superfície que acumula água junto à costa na direcção do vento. Rego & Li (2010), estudando o Furacão Rita com um modelo de volumes finitos FVCOM ( *Finite-Volume Community Ocean Model* ) demonstraram que a geometria da plataforma continental é o factor morfológico mais crítico para a amplitude do *wind setup*: plataformas mais largas e rasas produzem *surges* significativamente maiores, porque o *setup* é inversamente proporcional à profundidade de água sobre a plataforma. Esta relação explica a diferença de resposta entre a Baía de Sofala (plataforma  $>200$  km, profundidade interna  $<50$  m) e a costa de Pemba (plataforma  $\sim 50\text{--}80$  km), mesmo controlando para a intensidade do vento.

A diferença de *stress* de vento entre os dois eventos é um segundo factor igualmente relevante. Dado que  $\tau \propto \rho C D U^2$ , a velocidade média 1,8 vezes superior no Idai (11,91 vs 6,59 m/s) implica um *stress* superficial  $\sim 3,3$  vezes superior. Rego & Li (2010) confirmaram que a amplitude do *surge* sobre a plataforma é directamente proporcional ao *stress* de vento aplicado, pelo que esta diferença de intensidade é o factor de maior peso individual na explicação do *surge* 7,7 vezes maior no Idai.

A inversão observada entre os limiares fixo e dinâmico, o Kenneth apresenta mais pontos acima de 2,0 m mas menos pontos acima de  $\mu + 2\sigma$  do que o Idai, é uma consequência directa de aplicar um limiar independente das condições de maré de fundo a uma região macrotidal. Pugh & Woodworth (2014) argumentam que limiares de elevação para identificação de eventos extremos em regiões de grande maré devem ser calculados relativamente à variabilidade local, sob pena de classificar como "extremas" elevações que correspondem simplesmente à preia-mar de maré viva. O limiar dinâmico

$(\mu + 2\sigma)$  adoptado neste trabalho respeita este princípio e produz resultados coerentes com a magnitude dos *surges* observados.

## 5.2 Variabilidade Temporal e Processos de Interação Maré–Surge

O desfasamento temporal entre o pico do ciclone e a preia-mar astronómica mais próxima,  $\Delta t = -6,0$  h no Idai e  $\Delta t = 5,0$  h no Kenneth, demonstra que o timing maré–surge é específico de cada evento e não segue um padrão universal. Horsburgh & Wilson (2007) observaram, para o Mar do Norte, uma tendência dos picos de surge residual para ocorrer antes da preia-mar astronómica, propondo uma explicação baseada na modificação de fase da onda de maré pelo surge positivo e na dependência da produção de surge com a profundidade de água. No entanto, os resultados do presente trabalho ilustram que esta tendência não é generalizável: enquanto o Idai se enquadra parcialmente no padrão descrito por Horsburgh & Wilson (2007), com o pico ciclónico a ocorrer durante a fase de enchente, o Kenneth apresenta o comportamento oposto, com o pico a ocorrer durante a vazante. Esta diferença reflecte a dependência do timing relativamente à trajectória, velocidade de translação e fase de maré no momento de aproximação de cada ciclone, factores que variam independentemente entre eventos. A consequência prática é que sistemas de alerta precoce não podem assumir um desfasamento fixo entre o pico do forçamento ciclónico e a preia-mar: a previsão do nível total requer a integração simultânea da previsão de maré e da trajectória ciclónica em tempo real.

No Kenneth ( $\Delta t = 5,0$  h), o pico ciclónico ocorreu durante a fase de vazante, com o nível do mar já em descida após a preia-mar astronómica. Rego & Li (2010) demonstraram que a amplitude do surge é modulada pela profundidade de água disponível sobre a plataforma: em fase de vazante, a coluna de água é mais rasa, a fricção quadrática de fundo é proporcionalmente mais intensa, e a energia do surge é dissipada mais rapidamente antes de atingir a costa. Esta condição, combinada com a menor intensidade do vento do Kenneth e a plataforma mais estreita de Pemba, contribuiu para o surge residual substancialmente inferior registado neste evento (+0,107 m) comparativamente ao Idai (+0,823 m).

A interacção não-linear sistematicamente negativa, em média  $-0,256$  m na Beira e  $-0,486$  m em Pemba, indica que a resposta combinada é inferior à soma linear das respostas individuais. O mecanismo dominante é bem documentado na literatura: em plataformas rasas, a fricção de fundo segue a lei quadrática  $\tau_b = \rho C_d |u|u$  de modo que a corrente total (maré + vento) gera um stress de fundo superior à soma dos stress individuais, dissipando mais energia do que cada componente isolada. Horsburgh & Wilson (2007) e Rego & Li (2010) identificaram independentemente este mecanismo como o principal responsável pela não-linearidade negativa em ambientes de plataforma rasa com grande amplitude de maré.

A maior intensidade da interacção não-linear em Pemba ( $-0,569$  m) do que na Beira ( $-0,370$  m), apesar do *surge* muito menor no Kenneth, confirma que este processo é mais sensível à amplitude de maré astronómica e à batimetria local do que à intensidade do forçamento ciclónico. Bié *et al.* (2017) chegaram a conclusão semelhante para os ciclones Bonita e Lisette, demonstrando que as interacções não-lineares na costa de Moçambique são estruturalmente condicionadas pela forte amplitude de maré regional, persistindo ao longo de toda a simulação e não apenas durante o evento ciclónico.

A componente oscilatória de  $\sim 6$  horas visível na interacção não-linear da série temporal da Beira corresponde à sobrearmónica M4 (período  $\approx 6,21$  h), quarta harmónica da maré M2. Esta componente é gerada quando a onda de maré M2 se propaga sobre a plataforma continental rasa e os termos não-lineares (advectivos e de fricção quadrática) transferem energia da frequência fundamental para frequências múltiplas. Embora Pugh & Woodworth (2014) discutam estes mecanismos num contexto global, as condições descritas pelos autores como ideais para a amplificação de sobrearmónicas e *compound tides*, plataformas amplas, pouco profundas e geometrias semi-fechadas, são integralmente reunidas na Baía de Sofala. A presença de M4 no resíduo, e não apenas no sinal total de maré, sugere que o forçamento ciclónico pode modular a amplitude desta sobrearmónica, provavelmente através da intensificação das correntes e da fricção de fundo descrita na secção anterior.

#### 5.4 Síntese:

A combinação dos resultados das secções anteriores permite identificar três factores principais para a diferença de 7,7 vezes no *surge* residual máximo entre o Idai (0,823 m, Beira) e o Kenneth (0,107 m, Pemba). O primeiro factor é a intensidade do vento. Com *stress* de vento  $\sim 3,3$  vezes superior, o Idai exerceu um forçamento de *wind setup* muito maior, em linha com a proporcionalidade directa entre *stress* de vento e amplitude de *surge* demonstrada por Rego & Li (2010). O segundo factor é a morfologia da plataforma continental: a Baía de Sofala amplifica o *setup* gerado pelo vento devido à sua maior largura e menor profundidade, conforme o mecanismo de plataforma descrito por Rego & Li (2010). O terceiro factor é o *timing*: o  $\Delta t$  favorável do Idai (ciclone na fase de enchente) é consistente com o padrão de amplificação identificado por Horsburgh & Wilson (2007), enquanto o  $\Delta t$  desfavorável do Kenneth (na vazante) limitou o nível total combinado.

Os três factores actuam em simultâneo e de forma acoplada. Experimentos de sensibilidade, por exemplo, simulando o Idai com a batimetria de Pemba ou com o *timing* do Kenneth, permitiriam desacoplar a contribuição individual de cada factor, mas estão fora do âmbito do presente trabalho. As diferenças observadas devem, por isso, ser interpretadas como resultado da confluência destes três factores e não como efeito isolado de qualquer um deles.

## Capítulo 6: CONCLUSÕES

Este trabalho analisou a resposta hidrodinâmica do Canal de Moçambique aos ciclones Idai e Kenneth (2019) através de simulações numéricas com o modelo CROCO, decompondo a elevação do nível do mar em maré astronómica, forçamento de vento e interacção não-linear. O modelo reproduziu satisfatoriamente o regime de maré, com  $R^2 = 0,969$  e  $RMSE = 0,221$  m na validação em Pemba, e correlação de 0,922 em Inhambane. A sobreestimação das constituintes semi-diurnas M2 e S2 (~17%) e subestimação das diurnas K1 e O1 (12–21%) em Pemba, bem como a subestimação generalizada em Inhambane (10–17%), são consistentes com as limitações da resolução batimétrica adoptada e com resultados reportados para a região, reflectindo a influência das características locais na propagação da maré. A maré astronómica revelou-se o forçamento dominante em ambos os eventos, respondendo por ~92% da elevação total no pico do Idai e ~97,8% no Kenneth, resultado consistente com o carácter meso a macrotidal da plataforma costeira ocidental do Canal de Moçambique, onde a amplitude costeira da constituinte M2 supera 1 m em Pemba e 2 m na Baía de Sofala. Estes valores reflectem também, em parte, a subestimação do forçamento de vento pelo ERA5, cujos valores de velocidade no pico dos ciclones são substancialmente inferiores aos ventos reais no núcleo ciclónico, constituindo estimativas conservadoras da contribuição real do vento para a elevação total. A avaliação do risco de inundação costeira nesta região não pode ser dissociada do timing da sobreposição entre o ciclone e a maré, conforme demonstrado pela diferença de  $\Delta t$  entre os dois eventos e pelas suas consequências hidrodinâmicas distintas.

O *surge* residual máximo atribuível ao vento foi de +0,823 m na Beira durante o Idai e +0,107 m em Pemba durante o Kenneth, uma diferença de 7,7 vezes explicada pela confluência de três factores: intensidade do vento ~1,8 vezes superior no Idai, amplificação morfológica da Baía de Sofala (plataforma ampla e pouco profunda que potencia o *wind setup*) e desfasamento temporal favorável ( $\Delta t = -6,0$  h), com o pico ciclónico a actuar durante a fase de enchente da maré. A interacção não-linear entre maré e vento foi sistematicamente dissipativa (negativa) em ambas as simulações, com médias de -0,256 m na Beira e -0,486 m em Pemba, confirmando o padrão reportado por Bié *et al.* (2017) para a mesma costa. O limiar dinâmico ( $\mu + 2\sigma$ ) provou ser metodologicamente superior ao limiar fixo de 2,0 m para identificação de elevações extremas em regiões macrotidais, evitando resultados paradoxais como a ultrapassagem sistemática dos 2,0 m pela maré astronómica em condições de maré viva.

## 7. Limitações e Recomendações

### 7.1 Limitações

- i. **Resolução do forçamento de vento ERA5.** As velocidades médias registadas pelo ERA5 no pico do Idai na Beira (11,91 m/s) por exemplo, são substancialmente inferiores às velocidades reais no núcleo de um ciclone de categoria 4, confirmando esta subestimação. Os valores de *surge* residual modelados devem portanto ser interpretados como estimativas conservadoras do *surge* real, e a contribuição relativa do vento como limite inferior da contribuição atmosférica efectiva.
- ii. **Validação em período distinto das simulações.** A validação maregráfica foi realizada com dados de Maio de 2007 para as estações de Pemba e Inhambane, período diferente dos eventos simulados (2019). Embora o regime de maré astronómica seja relativamente estável em escalas decadais, a ausência de validação directa para o período dos ciclones constitui uma limitação na avaliação do desempenho do modelo nas condições específicas do Idai e Kenneth.

### 7.2 Recomendações

Com base nos resultados obtidos e nas limitações formulam-se as seguintes recomendações para estudos futuros:

- i. **Utilização de vento de alta resolução espacial,** através de reanálises regionais, permitiria representar com maior detalhe os gradientes de vento no olho dos ciclones, reduzindo a subestimação dos picos de *stress* de vento;
- ii. **Realização de experimentos de sensibilidade,** simulando o Idai com a batimetria de Pemba ou com o *timing* do Kenneth, permitiria desacoplar a contribuição individual de cada factor condicionante na resposta hidrodinâmica observada;
- iii. **Extensão da validação a outros pontos costeiros,** particularmente em Beira e Quelimane, constituiria um avanço fundamental para a validação de modelos de *surge* na região de maior vulnerabilidade da costa moçambicana;
- iv. **Análise espectral formal do resíduo,** permitiria quantificar a modulação das sobrearmónicas M4 durante a passagem dos ciclones, contribuindo para a compreensão dos mecanismos de não-linearidade em águas rasas na Baía de Sofala;
- v. **Modelação de inundação costeira acoplada,** permitiria estimar a extensão e profundidade da inundação terrestre durante eventos ciclónicos, fornecendo informação directamente aplicável em sistemas de alerta precoce e no planeamento de gestão de risco.

## 8. Referências Bibliográficas

- Amante, C., & Eakins, B. W. (2009). ETOPO1 1 arc-minute global relief model: Historic procedures, data sources and analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center. [ETOPO1 arc-minute global relief model : procedures, data sources and analysis](#)
- Arakawa, A., & Lamb, V. R. (1977). Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 17, 173-265. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-460817-7.50009-4>
- Banco Mundial. (2020). Avaliação de danos e perdas pós-ciclones Idai e Kenneth. World Bank Group. <https://www.worldbank.org/pt/country/mozambique>
- Beckmann, A., & Haidvogel, D. B. (1993). Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount. Part I: Problem formulation and model accuracy. *Journal of Physical Oceanography*. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023<1736:NSOFAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<1736:NSOFAA>2.0.CO;2)
- Benshila, R., Ghorbel, S., Bougaroot, M., Ayadi, H., Baha, N., & Maatouk, I. (2020). Coastal hydrodynamic modelling using the CROCO model: Application to the Gulf of Gabes (Tunisia). *Journal of Coastal Research*, 36(3), 669-678.
- Bié, A. J. (2022). Avaliação da simulação de ciclones tropicais no Sudoeste do Oceano Índico com os modelos de reanálise CFS e ERA5 [Dissertação de mestrado, Universidade Eduardo Mondlane]. <https://repositorio.usp.br/item/003093956>
- Bié, A. J., Camargo, R., Mavume, A. F., & Harari, J. (2017). Numerical modeling of storm surges in the coast of Mozambique: The cases of tropical cyclones Bonita (1996) and Lisette (1997). *Ocean Dynamics*, 67(11): 1443-1459. <https://doi.org/10.1007/s10236-017-1095-7>
- Chevane, C. M., Penven, P., Nehama, F. P. J., & Reason, C. J. C. (2016). Modelling the tides and their impacts on the vertical stratification over the Sofala Bank, Mozambique. *African Journal of Marine Science*, 38(1): 1-15. <https://doi.org/10.2989/1814232X.2016.1236039>
- Copernicus Climate Data Store. (2023). ERA5 hourly data on pressure levels and single levels. ECMWF. <https://cds.climate.copernicus.eu>
- Debreu, Laurent & Marchesiello, Patrick & Penven, Pierrick & Cambon, Gildas. (2012). Two-way nesting in split-explicit ocean models: algorithms, Implementation and Validation. *Ocean Modelling*. s 49–50. 1–21. [10.1016/j.ocemod.2012.03.003](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.03.003).
- Devi, S. (2019). Cyclone Idai: 1 month later, devastation persists. *The Lancet*, 393(10181), 1585. [https://doi.org/10.1016/S0140-6736\(19\)30892-X](https://doi.org/10.1016/S0140-6736(19)30892-X)
- Egbert, G. D., & Erofeeva, S. Y. (2002). Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(2), 183-204. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019%3C0183:EIMOBO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019%3C0183:EIMOBO%3E2.0.CO;2)
- Flather, R. A. (2001). Storm surges. In J. H. Steele, S. A. Thorpe, & K. K. Turekian (Eds.), *Encyclopedia of Ocean Sciences* (2nd ed., pp. 2882-2892). Academic Press. [doi:10.1006/rwos.2001.0124](https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0124)

- Gobeia, Marisa. (2024). CYCLONES IDAI AND KENNETH: A qualitative approach on the consequences of climate change on health and social equity in Mozambique. RINTERPAP - Revista Interdisciplinar de Pesquisas Aplicadas. <https://doi.org/10.47682/26756552.v1i1.85>
- Halo, I., Backeberg, B., Penven, P., Ansorge, I., Reason, C. J. C., & Ullgren, J. E. (2014). Eddy properties in the Mozambique Channel: A comparison between observations and two numerical ocean circulation models. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 100, 38-53. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.10.015>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Bielli, S., Bonavita, M., Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Horsburgh, K. J., & Wilson, C. (2007). Tide-surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C8), C08013. <https://doi.org/10.1029/2006JC004033>
- Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). *Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge University Press. <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1>
- International Best Track Archive for Climate Stewardship. (2024). IBTrACS project, version 4.01 [Data set]. National Centers for Environmental Information. <https://doi.org/10.25921/82ty-9e16>
- Lellouche, J.-M., Greiner, E., Le Galloudec, O., Garric, G., Regnier, C., Drevillon, M., Benkiran, M., Testut, C.-E., Lagrange, C., Levier, B., Thomas-Courcoux, C., Aznar, R., Tranchant, B., Guinehut, S., & Hernandez, O. (2018). Recent updates to the Copernicus Marine Service global ocean monitoring and forecasting real-time 1/12 high-resolution system. *Ocean Science*, 14(5), 1093-1126. <https://doi.org/10.5194/os-14-1093-2018>
- Marchesiello, Patrick & Estrade, P.. (2009). Eddy activity and mixing in upwelling systems: A comparative study of Northwest Africa and California. *International Journal of Earth Sciences*. 98. 299-308. [10.1007/s00531-007-0235-6](https://doi.org/10.1007/s00531-007-0235-6).
- Matyas, C. J. (2015). Tropical cyclone formation and motion in the Mozambique Channel. *International Journal of Climatology*, 35(2), 375-390. <https://doi.org/10.1002/joc.3985>
- Mavume, A. F. (2008). Tropical cyclones in the South-West Indian Ocean : intensity changes, oceanic interaction and impacts. (Thesis). University of Cape Town ,Faculty of Science ,Department of Oceanography. Retrieved from <http://hdl.handle.net/11427/11314>
- Mavume, A. F., Rautenbach, S., Reason, C. J. C., & Lutjeharms, J. R. E. (2009). Climatology and interannual variability of tropical cyclones in the southwest Indian Ocean. *International Journal of Climatology*, 29(11), 1590-1604. <https://doi.org/10.4314/wiojms.v8i1.56672>

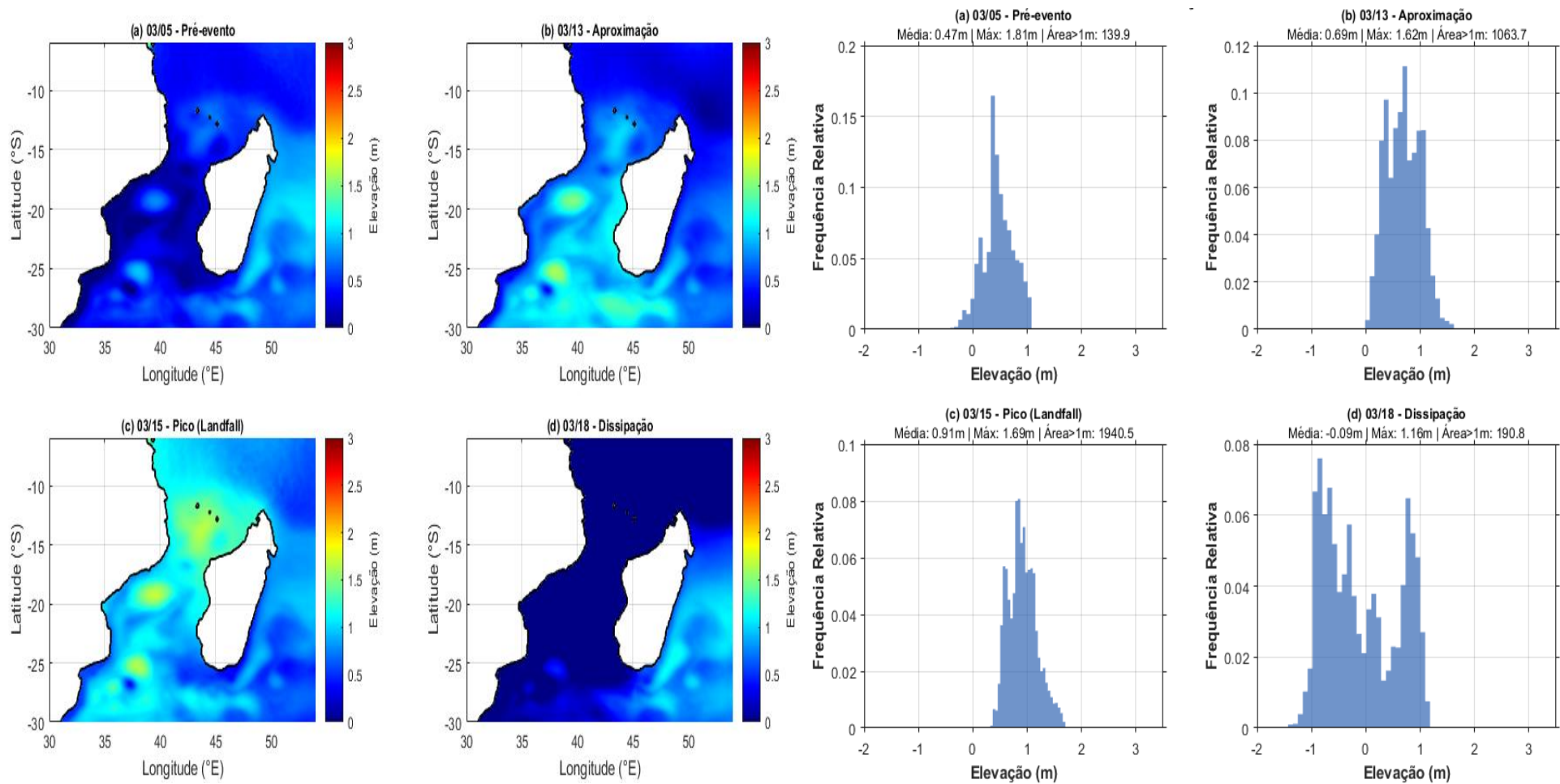
- Mawren, D., Hermes, J. C., & Reason, C. J. C. (2020). Exceptional tropical cyclone Kenneth in the far northern Mozambique Channel and ocean eddy influences. *Geophysical Research Letters*, 47(16), e2020GL088715. <https://doi.org/10.1029/2020GL088715>
- Romeiras, M. M. (2021). Impacts of the Tropical Cyclone Idai in Mozambique: A Multi-Temporal Landsat Satellite Imagery Analysis. *Remote Sensing*. <https://doi.org/10.3390/RS13020201>
- Mohanty, U. C., Mohapatra, M., Singh, A. K., Bandyopadhyay, B. K., & Rathore, L. S. (2013). A review of tropical cyclones over the Bay of Bengal: Climatology and forecasting. *Natural Hazards*, 63(3), 1285-1317. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-7720-0>
- Penven, P., Debreu, L., Marchesiello, P., & McWilliams, J. C. (2008). Evaluation and application of the ROMS 1-way embedding procedure to the central California upwelling system. *Ocean Modelling*, 20(1), 134-148. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2005.05.002>
- Powell, M. D., Vickery, P. J., & Reinhold, T. A. (2003). Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 422(6929), 279-283. <https://doi.org/10.1038/nature01481>
- Pugh, D., & Woodworth, P. (2014). *Sea-level science: Understanding tides, surges, tsunamis and mean sea-level changes*. Cambridge University Press <https://doi.org/10.1017/CBO9781139235778>
- Rego, J.L., Li, C., 2010. Nonlinear terms in storm surge predictions: Effect of tide and shelf geometry with case study from Hurricane Rita. *J. Geophys. Res.* 115, C06020. <https://doi.org/10.1029/2009JC005285>
- Shchepetkin, A. F., & McWilliams, J. C. (2005). The Regional Ocean Modeling System (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4), 347-404. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002>
- Yang, S., Song, Y., Li, Y., Shen, C., & Lin, H. (2023). Nonlinear interactions between tide and storm surge in eastern Canada: Mechanisms and regional analysis using ROMS. *Ocean Modelling*, 188, 102143. <https://doi.org/10.1007/s10236-023-01556-w>
- World Meteorological Organization. (2019). WMO statement on the state of the global climate in 2019. WMO. <https://library.wmo.int>
- Zhang, Keqi & Douglas, Bruce & Leatherman, Stephen. (2004). Global Warming and Coastal Erosion. *Climatic Change*. 64. 41-58. [10.1023/B:CLIM.0000024690.32682.48](https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000024690.32682.48).
- Yin, J., N. Lin, and D. Yu (2016), Coupled modeling of storm surge and coastal inundation: A case study in New York City during Hurricane Sandy, *Water Resour. Res.*, 52, 8685–8699, [doi:10.1002/2016WR019102](https://doi.org/10.1002/2016WR019102).
- Zhang, Y., Liu, H., & Smith, J. A. (2021). Impact of tide-surge interaction on storm surge prediction and coastal inundation modeling. *Journal of Hydrology*, 603, 126922. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2024.100689>

## 9. Anexos

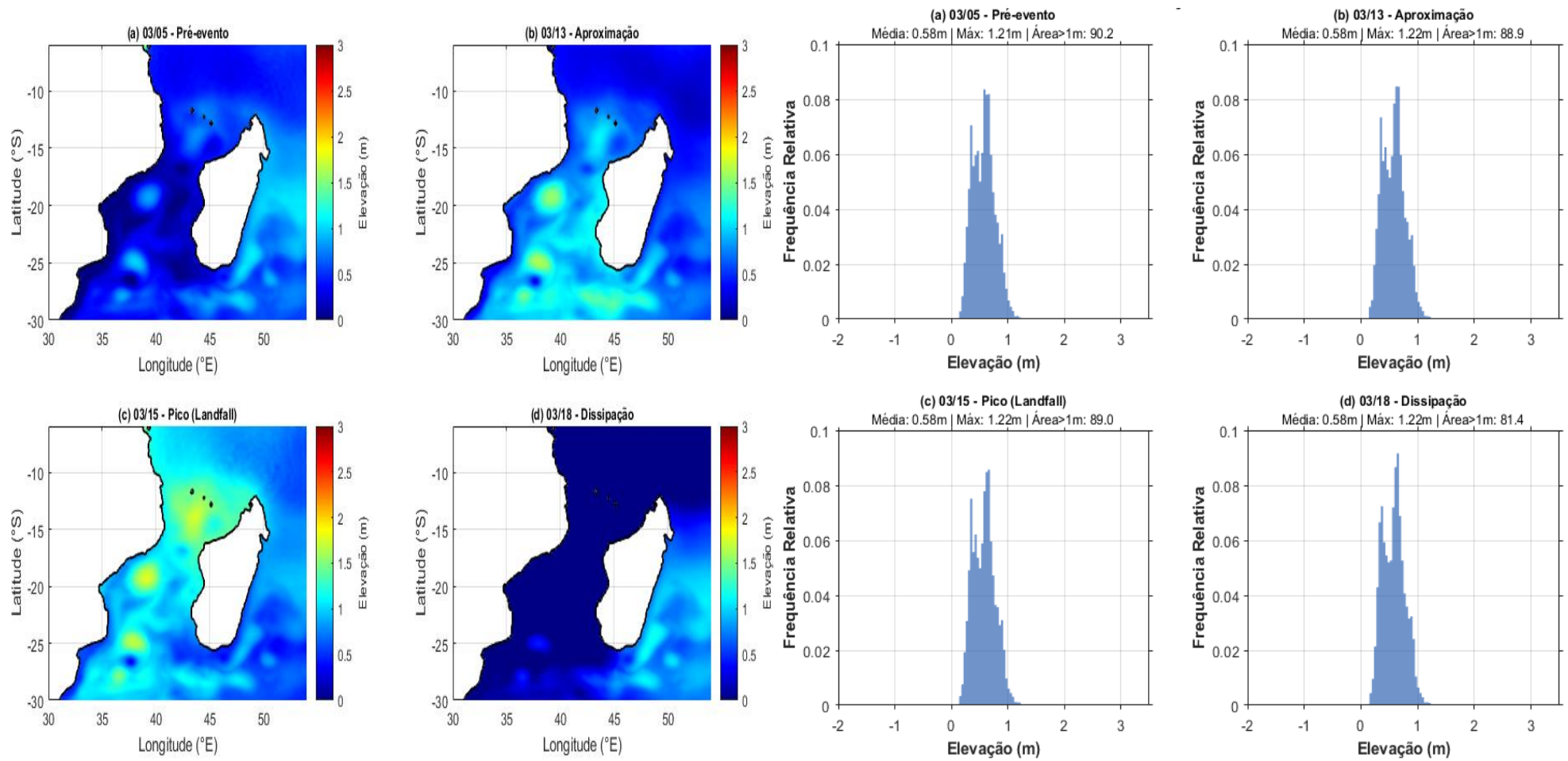
Esta secção contém material complementar às análises apresentadas nos Capítulos 4 e 5. São apresentados, para os ciclones Idai e Kenneth, os mapas de elevação do nível do mar para os três experimentos (Maré + Vento, Apenas Maré, Apenas Vento) em quatro momentos chave: pré-evento, aproximação, pico (*landfall*) e dissipação. Este diagnóstico permitiu identificar as zonas do domínio que atingiram as elevações mais elevadas durante cada evento, independentemente do instante em que ocorreram conforme *Equação (2)*. Para cada mapa, é apresentado o respectivo histograma, que ilustra a distribuição de frequência dos valores de elevação em todo o domínio de estudo. Esta organização permite uma visualização completa da evolução espacial e da distribuição estatística do nível do mar durante todo o ciclo de vida dos ciclones.

### 9.1 Anexo A - Mapas e Histogramas do Ciclone Idai

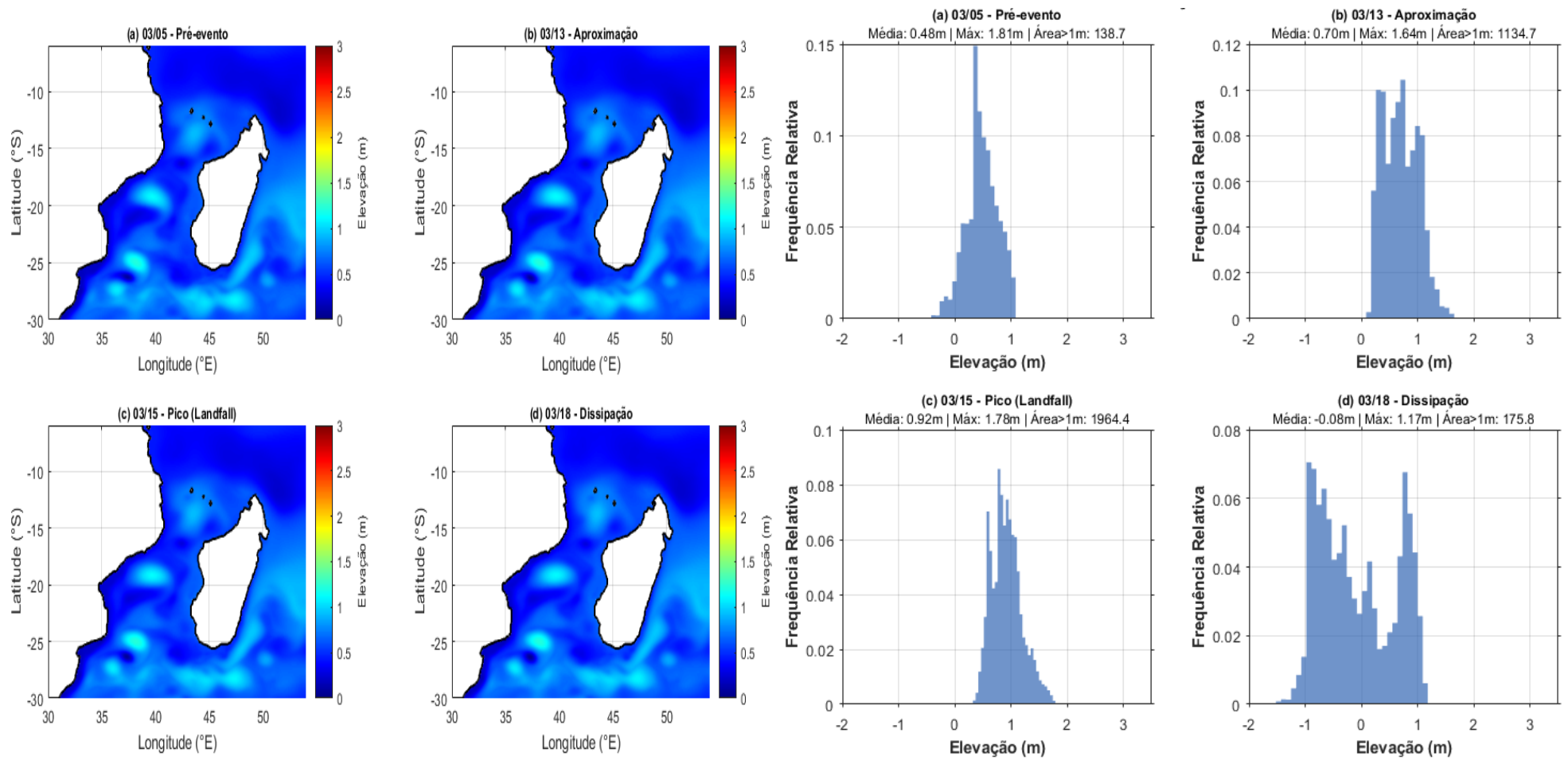
As *Figuras* de [A.1](#) a [A.3](#) apresentam os resultados das simulações para o ciclone Idai (Março de 2019). Cada figura é composta por dois painéis: à esquerda, o mapa da elevação do nível do mar (SSH) sobre o domínio do Canal de Moçambique; à direita, o histograma correspondente, que mostra a frequência relativa dos valores de SSH em todo o domínio.



**Figura A.1** *Ciclone Idai - Experimento Maré + Vento. Evolução espacial e distribuição de frequência do nível do mar nos quatro momentos do evento: (a) Pré-evento (05/03/2019), (b) Aproximação (13/03/2019), (c) Pico/Landfall (15/03/2019) e (d) Dissipação (18/03/2019).*



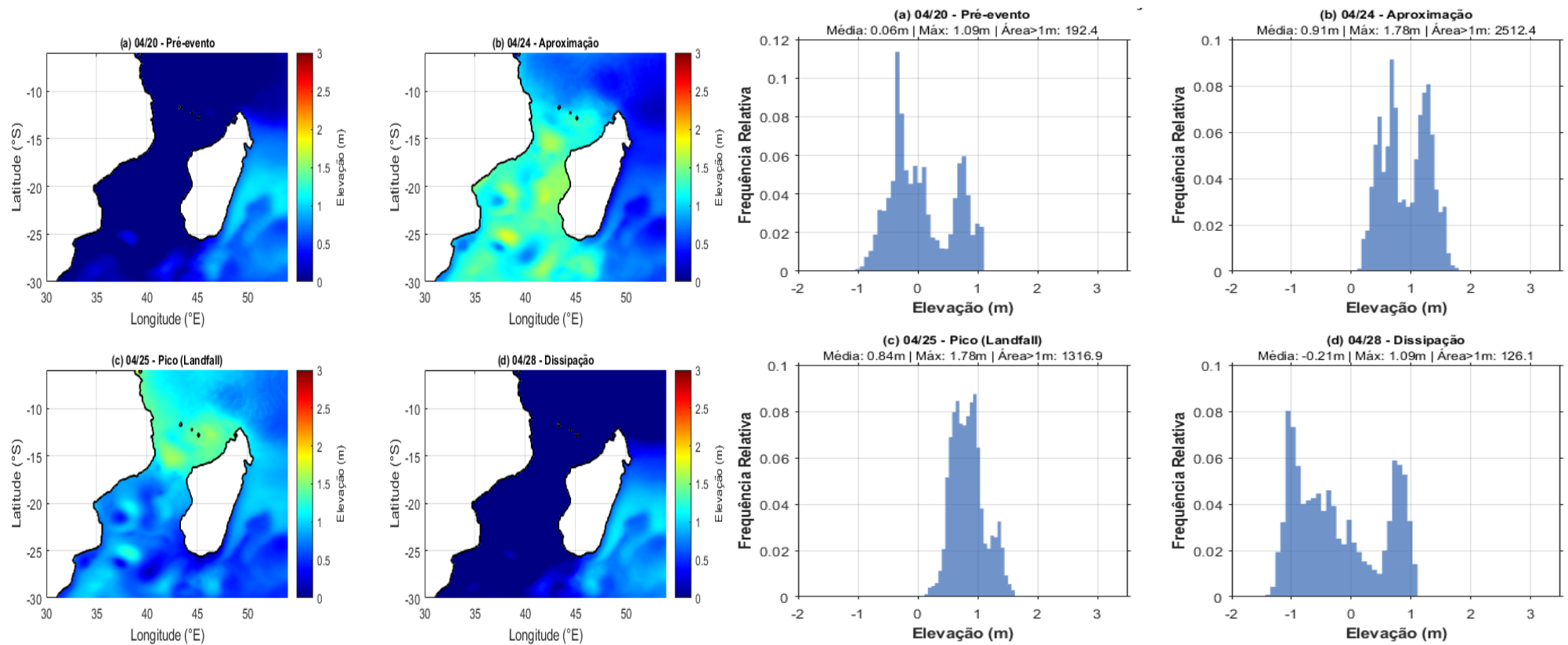
*Figura A.2* Ciclone Idai - Experimento Apenas Maré. Evolução espacial e distribuição de frequência do nível do mar para o cenário apenas com forçamento de maré astronômica, nos mesmos quatro momentos do evento..



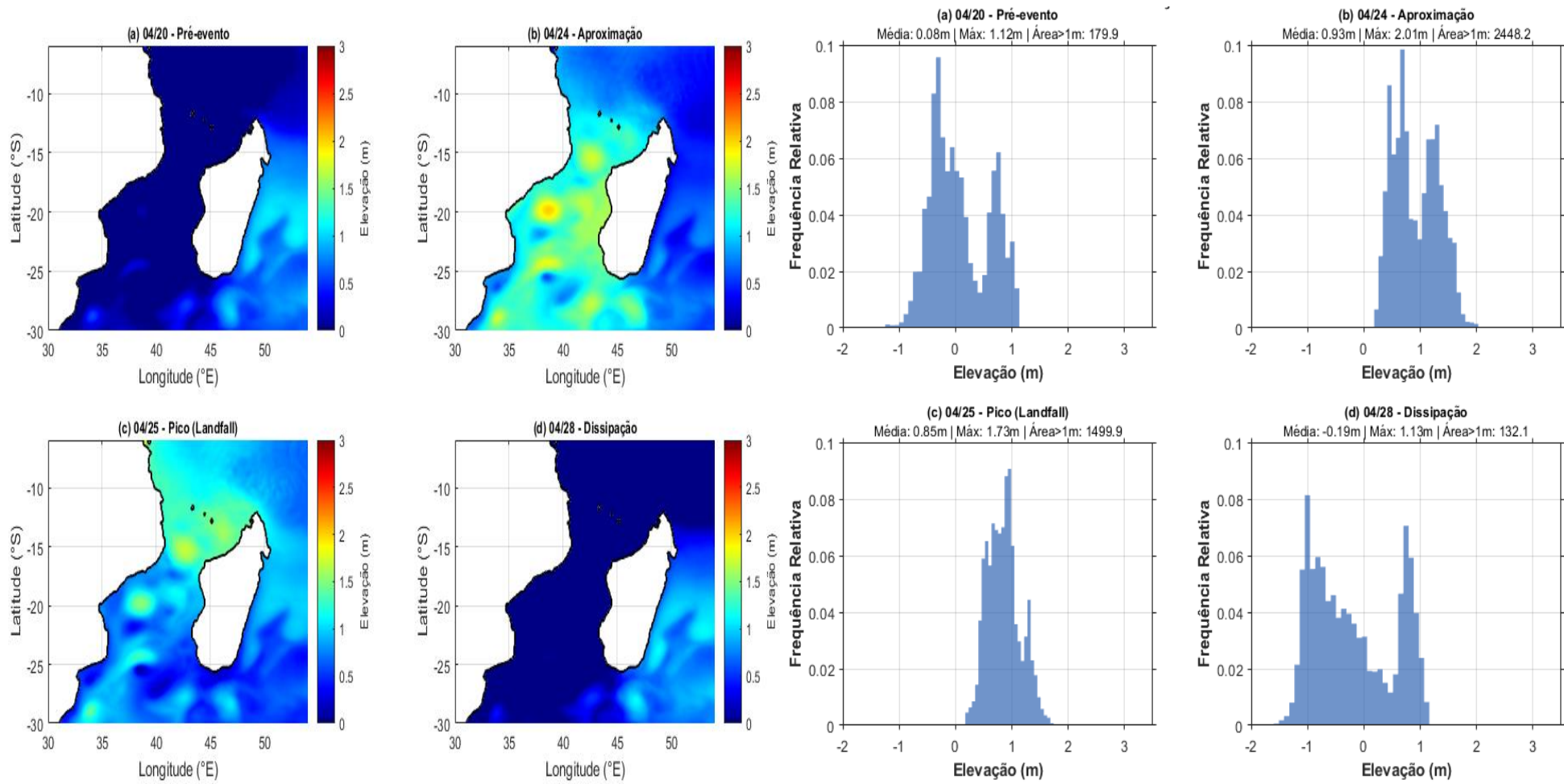
**Figura A3** *Ciclone Idai - Experimento Apenas Vento. Evolução espacial e distribuição de frequência do nível do mar para o cenário apenas com forçamento de vento (ERA5), nos mesmos quatro momentos do evento.*

## 9.2 Anexo B - Mapas e Histogramas do Ciclone Kenneth

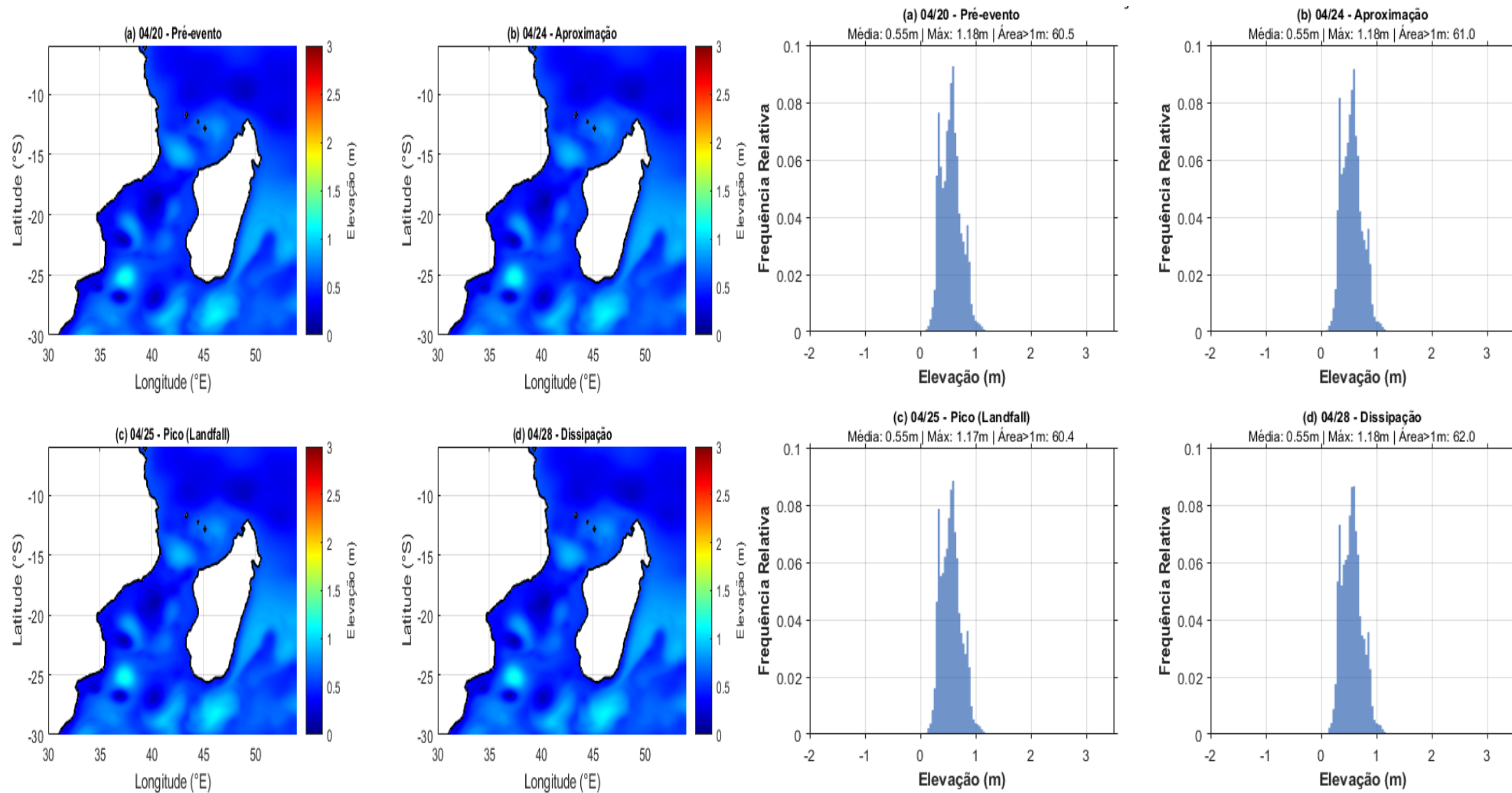
As Figuras de B.1 a B.3 seguem a mesma estrutura do anexo A, apresentando os resultados para o ciclone Kenneth (Abril de 2019). Os momentos analisados são: (a) Pré-evento (20/04/2019), (b) Aproximação (24/04/2019), (c) Pico/Landfall (25/04/2019) e (d) Dissipação (28/04/2019).



*Figura B.1* Ciclone Kenneth - Experimento Maré + Vento. Evolução espacial e distribuição de frequência do nível do mar nos quatro momentos do evento.



**Figura B.2** *Ciclone Kenneth - Experimento Apenas Maré. Evolução espacial e distribuição de frequência do nível do mar para o cenário apenas com forçamento de maré astronômica.*



**Figura B.3** *Ciclone Kenneth - Experimento Apenas Vento. Evolução espacial e distribuição de frequência do nível do mar para o cenário apenas com forçamento de vento (ERA5)*