



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

PAULO JOSÉ SIGAÚQUE

**CIRCULAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO
NA BAÍA DE MAPUTO, MOÇAMBIQUE**

Recife

2021

PAULO JOSÉ SIGAÚQUE

**CIRCULAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO NA
BAÍA DE MAPUTO, MOÇAMBIQUE**

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

Área de concentração: Oceanografia Abiótica.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto França Schettini.

Coorientador: Prof. Dr. Eduardo Siegle.

Recife

2021

Catálogo na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

S574c Sigaúque, Paulo José.
Circulação e distribuição de sedimentos em suspensão na Baía de Maputo, Moçambique / Paulo José Sigaúque. - 2021.
182 folhas, il., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto França Schettini.

Coorientador: Prof. Dr. Eduardo Siegle.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, 2021.

Inclui Referências e Anexos.

Parte do texto em Inglês.

1. Oceanografia. 2. Ondas. 3. Maré. 4. Circulação. 5. Turbidez. 6. Troca de fluxos. I. Schettini, Carlos Augusto França (Orientador). II. Siegle, Eduardo (Coorientador). III. Título

UFPE

551.46 CDD (22. ed.)

BCTG/2021-223

PAULO JOSÉ SIGAÚQUE

**CIRCULAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO
NA BAÍA DE MAPUTO, MOÇAMBIQUE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito parcial para a obtenção do título de doutor em Oceanografia. Área de concentração: Oceanografia Abiótica.

Aprovada em: 28/06/2021.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Carlos Augusto França Schettini (Orientador)
Instituto de Oceanografia

Profa. Dra. Carla de Abreu D'Aquino (Examinadora Externa)
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Dr. Maurício Almeida Noernberg (Examinador Externo)
Universidade Federal do Paraná

Prof. Dr. Roberto Lima Barcellos (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Eliete Zanardi Lamardo (Examinadora Interna)
Universidade Federal de Pernambuco

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Prof. Dr. Carlos A.F. Schettini, pela orientação, apoio permanente e disponibilidade oferecida para trocas de ideias sempre que fosse necessário. Ao meu Coorientador, Prof. Dr. Eduardo Siegle, pelas ideias e sugestões durante o período de formação.

Agradeço a minha esposa Orlanda, pelo apoio incondicional, no decurso do doutorado, aos meus filhos Shena e Paulo Junior que desde pequenos me viram partir para a batalha de doutorado, vai o meu apreço.

À minha mãe Isabel pela força e ajuda moral e aos meus irmãos, o meu apreço.

Aos colegas do Laboratório de Hidrodinâmica Costeira (LaHiCo - UFPE), Ernesto, José e Samuel, pelo apoio concedido, desde os primeiros contatos feitos antes da minha vinda ao Brasil, pela atenção e troca de ideias, vai o meu apreço.

Aos amigos Elcídio, Ivan e Salomão pelos momentos de convivência e troca de ideias durante o período da pandemia do novo coronavírus, Covi-19, vai o meu apreço.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, CAPES, pelo suporte financeiro. Ao Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação, INAHINA, pelo tempo concedido para a formação.

À Direção Nacional de Águas do Sul, ARA-Sul, pela cedência dos dados de descargas fluviais.

À Deus, pelo dom da vida.

“Se cheguei até aqui foi porque me apoiei no ombro dos gigantes”

Isac Newton

RESUMO

Este estudo apresenta a circulação residual, clima de ondas e distribuição de sedimentos em suspensão na baía de Maputo, Moçambique, África (25.9/26.0° S & 32.6/32.9°). A baía tem uma área de $\sim 1000 \text{ km}^2$, com seção de desembocadura com $\sim 18 \text{ km}$ de largura, e profundidade média de 5 m. As marés predominantes são do tipo semidiurna, variando de 1 a 3 m na quadratura e sizígia, respetivamente. A avaliação da importância das marés, ventos e efeitos de descargas líquidas na troca de fluxos entre a baía e plataforma adjacente, efeitos da energia de ondas no transporte de sedimentos entre a baía e plataforma adjacente, foi realizada através do modelo hidrodinâmico Delf3D-FLOW e do modelo de ondas Delft3D-WAVE (SWAN). A dinâmica sazonal (para o ano de 2020) e interanual (para o período de 2010 até 2021) de distribuição de sedimentos em suspensão foram investigadas com imagens da banda do vermelho dos sensores MODIS e VIIRS, abordos nos satélites Aqua, Terra, Suomi - NPP e NOAA. Os resultados a partir da modelagem hidrodinâmica mostraram mudanças nos padrões de circulação entre quadratura e sizígia. Na secção transversal da desembocadura, os fluxos de sizígia são verticalmente homogêneos e na quadratura os fluxos são de duas camadas, principalmente com cenários forçados por maré, locais como ilha de Inhaca e desembocadura do rio Incomati são propensos a aprisionar sedimentos. O modelo de onda mostrou que as ondas mais predominantes vêm das direções E-SE. As maiores intensidades foram de 1,4 e 2,4 m com ângulo de incidência de 100°. No interior da baía as velocidades orbitais e forças induzidas pela onda foram menores. O padrão climatológico de variabilidade de turbidez mostrou que o Sul da baía, principalmente na desembocadura do rio Maputo, tende a concentrar maior quantidade de sedimentos em suspensão e menores concentrações próximo à boca da baía de Maputo, onde predominam sedimentos não coesivos e vigorosa energia da onda. As correntes de baixamar e ventos de SW favorecem ao transporte de material particulado em direção à plataforma.

Palavras-chave: ondas; maré; circulação; turbidez; troca de fluxos.

ABSTRACT

This study presents the residual circulation, wave climate and suspended sediment distribution in Maputo Bay, Mozambique, Africa (25.9/26.0° S & 32.6/32.9°). The bay is nearly rectangular with 30×30 km, with a mouth section ~18 km wide, average depth of 5 m. The semidiurnal tides are dominant, varying from 1 to 3 m in neap and spring tides, respectively. In order to evaluate the importance of tides, winds and liquids discharges effects on the flux exchange between the bay and adjacent shelf, effects of wave energy on sediment transport between the bay and adjacent shelf, were used Delf3D-FLOW hydrodynamic and Delft3D-WAVE (SWAN) wave models. The seasonal (for the year 2020) and interannual (from 2010 to 2021) dynamics of suspended sediment distribution was investigated with red band images from MODIS and VIIRS sensors, addressed on the Aqua, Terra, Suomi - NPP and NOAA satellites. The hydrodynamic modeling results showed changes in circulation patterns between neap and spring tides. In the cross section of the mouth, the spring flows are vertically homogeneous and during the neap tides, the flows are two-layered, especially with tidal forcing scenarios, locations such as Inhaca Isle and Incomati river mouth are prone to trap sediments. The wave model showed that the most predominant waves come from the E-SE directions. The highest intensities were 1.4 and 2.4 m with an incidence angle of 100°. In the inner bay the orbital velocities and wave induced forces were lower. The climatological pattern of turbidity variability showed that the south of the bay, mainly at the mouth of the Maputo river, tends to concentrate higher amounts of suspended sediments and lower concentrations near the mouth of Maputo Bay where non-cohesive sediments and vigorous wave energy are predominate. Low tidal currents and SW winds favor the transport of particulate material towards the shelf.

Keywords: waves; tide; circulation; turbidity; flux exchange.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Mapa de localização da baía de Maputo, Moçambique, África.....	22
Figura 2 - Bacias hidrográficas dos rios Maputo, Incomati e Umbeluzi que desembocam na baía de Maputo	24
Figura 3 - Classificação de estuários considerando a estratificação da salinidade.....	27
Figura 4 - Diagrama esquemático de circulação ao longo do canal de Moçambique. A baía de Maputo é representada pela bolinha vermelha. South Equatorial Current (SEC), Agulhas Current (AC), SEMC- South East Madagascar Current, East African Coastal Current (EACC), South Indian Countercurrent (SICC), North East Madagascar Current (NEMC)	29
Figura 5 - Mapa de localização das boias oceanográficas (boia 01 e boia 03) instaladas na baía de Maputo pelo Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação (INAHINA).....	156
Figura 6 - Histograma direcional de alturas significativas e períodos de onda medidos na boia 03 (Figura 5). Os dados foram fornecidos pelo INAHINA	157

ARTIGO 1

Fig. 1 (a): Location of the Maputo Bay, Mozambique, Africa. (b) distribution of bottom sediments types (adapted from Achimo (2002); the red dots indicated the sample locations) and the location of the a) Umbeluzi, b) Maputo and c) Incomati river mouths. (c) location of the observations: TG: tide gauge at Maputo Port, C1 to C3: current measurements. The circles with letters indicate the location of the grid where boundary conditions of salinity (S), tide (T) and wind (W) were extracted from global models. (d) the bay's mouth cross section and (e) the bay's bathymetry	37
Fig. 2. A) polar Wind distributions for the year of 2015 and for the months of January and July (from global model). (B) and (C) show the annual variation of the air temperature and precipitation rate at Maputo (from observations). (D) shows the annual variation of the sum of the Incomati, Maputo and Umbeluzi River flows (from observations)	38
Fig. 3. Temperature-salinity diagram from three hydrographic surveys carried out in the bay, with respective histograms of salinity (top) and temperature (right). The dashed lines in the main panel represents the isopycnals. The values are the density anomaly ($\sigma_t = \text{density} - 1,000$).....	40
Fig. 4. The grid of Maputo Bay model, with indications of the ocean boundary and freshwater inputs	43
Fig. 5 . Comparison between observed (red) and simulated (blue) water level at Port of Maputo for the calibration and validation runs	46
Fig. 6. Comparison between observed (orange) and simulated (blue) cartesian components of the velocity u (A) and v (B), as well as the current speed (C) and direction (D) at C3 (see Fig. 1)	47

Fig. 7. Depth-averaged residual flow forced only by tides (scenario A) at neap (left panel) and spring (right panel) period.....	50
Fig. 8. Depth-averaged residual flow forced by tides and freshwater inflow of 200 m ³ /s (scenario B) at neap (left panel) and spring (right panel) period.....	51
Fig. 9. Depth-averaged residual flow forced by tides and freshwater inflow of 400 m ³ /s (scenario C) at neap (left panel) and spring (right panel) period.....	51
Fig. 10. Depth-averaged residual flow forced by tides, freshwater inflow of 400 m ³ /s and wind blowing from north with speed of 2,5 m/s (scenario D) at neap (left panel) and spring (right panel) period.....	52
Fig. 11. Depth-averaged residual flow forced by tides, freshwater inflow of 400 m ³ /s and wind blowing from southeast with speed of 2,5 m/s (scenario E) at neap (left panel) and spring (right panel) period	52
Fig. 12. Depth-averaged residual flow forced by tides and wind blowing from southeast with speed of 5 m/s (scenario F) at neap (left panel) and spring (right panel) period	53
Fig. 13. Relationship between the velocity components u (L-W, at left) and v (N-S, at right) between the scenarios B-F to the respective components of scenario A.....	54
Fig. 14. Cross-sectional (A-A' at Fig. 1, looking seawards) residual flow for the scenarios A-F (Table 3) at neap (left panels) and spring (right panels) tide. Positive (red shades) values mean flow seawards	55
Fig. 15. Representation of suspended sediment distribution in Maputo bay based on real color satellite images (Images available from: https://worldview.earthdata.nasa.gov/)	56
Fig. 16. Synthesis of the residual currents in Maputo Bay. The dashed ellipses indicated weaker and smaller eddies	59

ARTIGO 2

Figure 1 - (a) Localização da baía de Maputo, Moçambique, África. (b) distribuição de tipos de sedimentos de fundo (adaptado de Achimo (2002); os pontos em vermelho representam locais de medição de sedimentos e # A), # B) e #C) representam as desembocaduras dos rios Umbeluzi, Maputo e Incomati, respetivamente. (c) altura significativa no ângulo de incidência igual a 100°. d) batimetria da baía de Maputo	75
Figure 2- Domino da grade da Baía de Maputo. A grade foi discretizada por diferenças finitas com 258 x 282 células, com um total de 72756 pontos de cálculo.....	77
Figure 3 - Diagrama de altura significativa de onda e período de pico representativos para o verão (Janeiro) e Inverno (Julho). A série temporal foi extraída do modelo do ECMWF/ERA-Interim (2009 -2020) para a fronteira do modelo de ondas da baía de Maputo no ponto (25,71° S; 33,24° E).....	78

- Figure 4 - Alturas significativas forçadas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 0 a 60°, $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa82
- Figure 5 - Alturas significativas forçadas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 80 a 120°, $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa.....83
- Figure 6 - Alturas significativas forçadas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 80 a 120°, $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa.....84
- Figure 7 - Alturas significativas forçadas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 80 a 140°, $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa. Esta figura foi extraída para ilustrar como variam as alturas significativas da plataforma adjacente até o interior da baía de Maputo85
- Figure 8 - Períodos de onda forçadas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 0 e 60°, $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa87
- Figure 9 - Períodos de onda forçadas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 80 e 120°, $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa88
- Figure 10 - Períodos de onda forçadas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 140 e 180°, $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa.....89
- Figure 11 - Períodos de onda forçadas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 80 e 140°, $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa. Esta figura foi extraída para ilustrar como variam as alturas significativas da plataforma adjacente até o interior da baía de Maputo90
- Figure 12 - Velocidade orbital próximo ao fundo forçado com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 0 e 60°, $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa.....92
- Figure 13 - Velocidade orbital próximo ao fundo forçado com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 80 e 120°, $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa.....93
- Figure 14 - Velocidade orbital próximo ao fundo forçado com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 140 e 180°, $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa.....94
- Figure 15 - Força induzida por ondas forçada simuladas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 60 a 100°, $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa.....95

ARTIGO 3

Figs. 1 - Histograma direcional de ventos extraídos do NCEP/NOAA de Janeiro à Junho de 2020	110
Figs. 2 - Histograma direcional de ventos extraídos do NCEP/ NOAA de Julho à Dezembro de 2020	111
Figs. 3 - Elevação da maré no marégrafo do porto de Maputo simulada pelo modelo hidrodinâmico do Delft3D e horário da tomada de imagens de satélite	112
Figs. 4 - Distribuição média mensal de turbidez em níveis na refletância da faixa de vermelho (a) e sazonal para o ano de 2020 (b). Os pontos em preto (a) e azul (b) representam a média da turbidez	114
Figs. 5 - Variação temporal de turbidez na refletância da faixa do vermelho para a baía de Maputo entre Janeiro e Dezembro. Os números no interior dos mapas indicam a quantidade de imagens obtidas, em a) são 1760 imagens de 2010 a 2021 e b) são 193 referentes ao ano de 2020, em (a) imagens de Aqua e Terra (2010 a 2021), Suomi (2015-2021) e NOAA (2020-2021). Os extremos de máximos e mínimos são representados pela área sombreada em azul claro. A média mensal da turbidez é indicada pela linha horizontal	116
Figs. 6 - Média anual de turbidez em níveis na refletância da faixa de vermelho (painel à esquerda) e desvio padrão (painel à direita) para o ano de 2020 (Janeiro - Dezembro). O N representa a quantidade de imagens usadas, N= 193, STD representa o desvio padrão	117
Figs. 7 - Médias mensais de turbidez em níveis na refletância da faixa de vermelho (%) para o período de verão (Outubro - Março) de 2020. O N representa a quantidade de imagens para cada mês. Para o verão são no total de 59 imagens extraídas sem nuvens	119
Figs. 8 - Médias mensais de turbidez na refletância da faixa do vermelho (%) para o período de inverno (Abril- Setembro) de 2020. O N representa a quantidade de imagens para cada mês. Para o inverno são no total 134 imagens extraídas sem nuvens	120
Figs. 9 - Desvio padrão em relação a valores médios mostrados na Erro! Fonte de referência não encontrada. STD representa o desvio padrão em relação à média. Um total de 59 imagens sem nuvens para o verão (Outubro - Março) de 2020	121
Figs. 10 - Desvio padrão em relação a valores médios mostrados na Figura 27. STD representa o desvio padrão em relação a média. Um total de 59 imagens sem nuvens para o inverno (Abril- Setembro) de 2020	122
Figs. 11 - Diagrama de correlação entre as médias mensais e anuais de Abril à Setembro (inverno) nas bandas espectrais do vermelho derivados dos sensores MODIS e VIIRS	124
Figs. 12 - Diagrama de correlação entre as médias mensais e anuais de Outubro à Março (verão) nas bandas espectrais do vermelho derivados dos sensores MODIS e VIIRS	125

- Figs. 13 - Distribuição da turbidez em níveis de refletância na faixa de vermelho (%), ventos, correntes de maré (vetores em azul) na preamar e sizígia e quadratura. A refletância do vermelho, a maré e corrente de maré foram medidos para a mesma hora. A intensidade e direção de vento foram obtidas do NCEP/NOAA.....127
- Figs. 14 - Distribuição da turbidez em níveis de refletância na faixa de vermelho (%), ventos, correntes de maré (vetores em azul) na baixamar para sizígia e quadratura. A refletância do vermelho, a maré e corrente de maré foram modeladas para a mesma hora. A intensidade e direção de vento foram obtidas do NCEP/NOAA128
- Figs. 15 - Distribuição da turbidez em níveis de refletância na faixa de vermelho (%), ventos, correntes de maré (vetores em azul) na meia maré de enchente na sizígia e quadratura. A refletância do vermelho, a maré e corrente de maré foram modelados para a mesma hora. A intensidade e direção de vento foram obtidas do NCEP/NOAA129
- Figs. 16 - Distribuição da turbidez em níveis de refletância na faixa de vermelho (%), ventos, correntes de maré (vetores em azul) na meia maré de vazante e início da vazante na sizígia. A refletância do vermelho, a maré e corrente de maré foram modelados para a mesma hora. A intensidade e direção de vento foram obtidas do NCEP/NOAA130

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classificação da maré segundo o número de forma, F	25
---	----

ARTIGO 1

Table 1. Root mean squared error (RMSE) and Willmott's skill parameter calculated for the calibration and validation periods for water level and currents	45
Table 2. Comparison between tidal constituents calculated from the observed and modeled time series from 8 to 29 of February, 2016. Amplitude (a) and Phase (θ)	45
Table 3. Scenarios applied in the numerical modelling experiments	48

ARTIGO 2

Tabela 2 - Cenários aplicados ao modelo de onda Swan. As direções são referenciadas de Norte (0) a Sul (180).	79
Tabela 3 - Valores máximos, médios e desvio padrão de altura significativa (H_s) obtida pelo SWAN para o interior da baía de Maputo.....	81
Tabela 4 - Valores máximos, médios e desvio padrão de período médio da onda (T_{m01}) simulados pelo SWAN para o interior da baía de Maputo.	86
Tabela 5 - Valores máximos e médios de força induzida pelas ondas (FIO) obtidos pelo SWAN para o interior da baía de Maputo.....	96

ARTIGO 3

Tabela 6 - Série temporal de imagens sem nuvens e percentual de ocorrência para 2020.....	113
---	-----

LISTA DE SIGLAS

ARA- Sul	Administração Regional das Águas do Sul
AC	Agulhas Current
EACC	East African Coastal Current
FES2014	Finite Element Solution - AVISO
HYCOM	Hybrid Coordinate Ocean Mode
INAM	Instituto Nacional de Meteorologia
INAHINA	Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação
LaHiCo	Laboratório de Hidrodinâmica Costeira
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MSI	Multispectral Imaging Instrument
NOAA	National Observation Atmospheric
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NEMC	North East Madagascar Current
NASA	National Aeronautics and Space Administration
SEC	South Equatorial Current
SEMC	South East Madagascar Current
SICC	South Indian Countercurrent
S-NPP	Suomi National Polar-orbiting Partnership
UFPE	Universidade Federal de Pernambuco
VIIRS	Visible Infrared Imaging Radiometer Suite

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
1.1	Estado da Arte	19
1.1.1	Correntes residuais	19
1.1.2	Sedimentos em Suspensão & Sensoriamento Remoto	19
1.1.3	Modelagem numérica hidrodinâmica de estuários	20
1.2	Caracterização da Área de Estudo	21
1.2.1	Localização & Geomorfologia	21
1.2.2	Clima	23
1.2.3	Bacia Hidrográfica e Contribuição Fluvial	23
1.2.4	Marés	24
1.2.5	Circulação Regional – Canal de Moçambique	27
1.3	Hipótese	29
1.4	Objetivos.....	29
1.4.1	Objetivo geral	30
1.4.2	Objetivos específicos.....	30
1.5	Justificativa e Problema.....	30
1.6	Contribuição científica.....	30
2	THE ROLE OF TIDES, RIVER DISCHARGE AND WIND ON THE RESIDUAL CIRCULATION OF MAPUTO BAY.....	32
2.1	Introduction	33
2.2	Study area	35
2.3	Methods	38
2.3.1	Field data	39
2.3.2	Boundary data.....	41
2.4	Numerical model.....	42
2.5	Simulated scenarios.....	47
2.6	Results.....	49
2.7	Discussion.....	56
2.8	Conclusions	59
2.9	References	61
3	AÇÃO DE ONDAS GERADAS REMOTAMENTE NA BAÍA DE MAPUTO .	73

3.1	Introdução.....	73
3.2	Área de Estudo.....	75
3.3	Material e Métodos.....	76
3.3.1	Domínio de modelagem	76
3.4	Condições de fronteira	77
3.5	Descrição do modelo.....	79
3.6	Resultados	80
3.6.1	Alturas significativas.....	80
3.6.2	Período.....	86
3.7	Velocidades orbitais	91
3.8	Força induzida por ondas	94
3.9	Discussão	96
3.10	Conclusão	97
4	VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DO SEDIMENTO EM SUSPENSÃO NA BAÍA DE MAPUTO.	103
4.1	Introdução.....	103
4.2	Material e métodos	106
4.2.1	Imagens de satélite	106
4.2.2	Sensor MODIS	107
4.2.3	Sensor VIIRS-SNPP.....	108
4.2.4	Ventos.....	109
4.3	Resultados	112
4.3.1	Composição das imagens de satélite	112
4.3.2	Dinâmica sazonal e interanual da turbidez.....	113
4.3.3	Características da sazonalidade da turbidez no verão e inverno	117
4.3.4	Variação da turbidez com a maré, ventos e correntes de maré	125
4.4	Discussão	131
4.5	Conclusão	134
5	INTEGRAÇÃO DOS CAPÍTULOS SOBRE HIDRONINÂMICA, ONDAS, SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO, LIMITAÇÕES E FUTURAS PESQUISAS	153
	REFERÊNCIAS	158
	ANEXO A - DESCRIÇÃO DO MODELO HIDRODINÂMICO DO DELFT3D	170
	ANEXO B - BATIMETRIA DO MODELO HIDRODINÂMICO	172
	ANEXO C - ALTURAS SIGNIFICATIVAS AO LARGO DA BAÍA DE MAPUTO ...	173

ANEXO D - PERÍODOS DE ONDA AO LARGO DA BAÍA DE MAPUTO	176
ANEXO E - IMAGENS DO SATÉLITE AQUA.....	179
ANEXO F - IMAGENS DO SATÉLITE TERRA.....	181
ANEXO G - IMAGENS DO SATÉLITE SUOMI - NPP	182
ANEXO H - IMAGENS DE SATÉLITE NOAA.....	184

1 INTRODUÇÃO

Um estuário do latino *aestuarium* (ELLIOTT; MCLUSKY, 2002; MIRANDA, L. *et al.*, 2017; MIRANDA, L. B. *et al.*, 2002; PERILLO, 1995) tem várias propostas de definição de acordo com o ponto de vista de variáveis a serem analisadas (PEREIRA, Marçal D. *et al.*, 2010). PERILLO (1995) fez uma revisão sobre definição de estuários com a finalidade de encontrar a forma mais adequada. Na sua pesquisa constatou que existem mais de 40 definições encontradas nos dicionários e enciclopédias e as definições variam de acordo com as áreas de aplicação (p.ex., Geografia, Química, Biológica, Oceanografia Física e Geologia) (PERILLO, 1995), contudo em Oceanografia Física, um estuário é definido de forma clássica sugerida por Cameron & Pritchard (1963), conforme segue:

Um estuário é um ambiente costeiro semifechado com uma conexão livre com o oceano aberto e no qual a água do mar é mensuravelmente diluída com a água doce oriunda da drenagem continental.

A hidrodinâmica estuarina é determinada pela interação entre as marés, ventos, descargas fluviais e morfologia da bacia estuarina (LANGE; BURCHARD, 2019). As correntes residuais desempenham um papel importante no transporte de escalares como a salinidade e sedimentos em suspensão (GEYER; MACCREADY, 2014; SCHETTINI, C. F. ; TRUCCOLO, 2009; SIMPSON *et al.*, 1990; VALLE-LEVINSON, Arnoldo, 2008) em cada ciclo de maré. O maior aporte de sedimentos em suspensão é proveniente principalmente da drenagem fluvial através dos rios (DYER, 1995; MENG; LIU, 2010) em direção à plataforma adjacente.

Os processos de interação entre os estuários e a plataforma adjacente são importantes para avaliar o transporte e dispersão do material dissolvido e em suspensão e seu impacto nos organismos marinhos (DAME; ALLEN, 1996). As correntes de maré desempenham papel importante no transporte dos organismos, como peixes e larvas. O ambiente contaminado pode ser prejudicial na produção primária e ecologia do ambiente local (DAME; ALLEN, 1996; MENG; LIU, 2010).

Os poluentes importados para os estuários por drenagem continental poderão ser depositados no fundo do estuário (MENG; LIU, 2010) dependendo da hidrodinâmica local e podem ser prejudiciais para espécies marinhas, como peixes de diversos tipos (ELLIOTT; MCLUSKY, 2002). Os estuários têm um valor econômico importante, pois na maioria dos casos são circundados por portos e infraestruturas públicas (ELLIOTT; MCLUSKY, 2002; MCANALLY *et al.*, 2007).

A plataforma continental de Moçambique estende-se até a profundidade de 200 m (HOGUANE, Antonio Mubango, 2007), e caracterizado praias arenosas, dunas costeiras e pântanos de manguezais (ACHIMO *et al.*, 2015; HOGUANE, Antonio Mubango, 2007). Os pântanos são dominantes em regiões de clima úmido e em meso-marés (HAYES, 1975). Em termos de recursos pesqueiros, na baía de Maputo abunda o camarão e peixe (HOGUANE, Antonio Mubango, 2007).

De acordo com os objetivos e os resultados obtidos ao longo da realização do estudo, a tese de doutorado foi dividida em cinco capítulos. Os capítulos de 2 a 4 referem – se a artigos científicos. Os artigos dos capítulos 3 e 4 serão submetidos em periódicos científicos e seguem as normas de publicação dos respectivos periódicos, por sua vez, o capítulo 2 é referente a um artigo já publicado.

O **Capítulo 1** é referente à introdução, no qual é abordado o estado da arte sobre os estuários, descrição da área de estudo, correntes residuais, importância da modelagem estuarina, objetivos, contribuição científica do estudo, ponto de vista sobre sensoriamento remoto e descrição sobre marés em estuários.

O **Capítulo 2** apresenta a hidrodinâmica na baía de Maputo, em particular a circulação residual ao longo na horizontal e secção transversal da desembocadura da baía. O **Capítulo 2** é apresentado em formato de artigo científico publicado em Janeiro de 2020 na *Regional Studies in Marine Science*. Esta publicação faz parte de um dos requisitos do Programa de Pós-Graduação de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco para o candidato se tornar mestre ou doutor.

O **Capítulo 3** apresenta a pesquisa sobre a ação das ondas geradas remotamente na baía de Maputo e simuladas com o modelo de ondas SWAN de forma atemporal. Para o efeito, foram feitas 80 simulações considerando dois percentis, o P_{50} que é referente ao valor da mediana da série temporal de 11 anos (2009 - 2020) extraída do modelo global do Era Etrim. O outro percentil utilizado foi o P_{95} que representa a probabilidade de ocorrência de eventos de tempestades.

O **Capítulo 4** apresenta o estudo sobre a distribuição de sedimentos em suspensão na baía com imagens extraídas dos sensores MODIS e VIIRS a bordo dos satélites Aqua, Terra, Suomi - NPP e NOAA20. A descrição do material particulado é feita considerando séries de dados interanuais (2010-2021), anual (2020) e eventos de curta duração referentes ao mês de Agosto de 2020, bem como estágios de marés de quadratura/sizígia e eventos de vazante/enchente/ preamar/ baixamar. Por fim, no **Capítulo 5** são feitas as considerações finais

focando na síntese sobre os resultados dos quatro Capítulos anteriores e sobre trabalhos por realizar no futuro.

1.1 Estado da Arte

1.1.1 Correntes residuais

A variabilidade lateral do fluxo é importante nos processos de transporte residual de sal e de sedimentos em suspensão (KELLER; LEE; HOOD, 2014; MCSWEENEY; CHANT; SOMMERFIELD, 2016; MIRANDA, L. B. *et al.*, 2002) e qualquer outro escalar na coluna de água, como poluentes (HOLMEDAL; WANG, 2015; JAY; SMITH, 1990; YANAGI, T, 1989). Este fluxo é induzido principalmente pela maré devido a não-linearidade do movimento das correntes de maré (ROSS *et al.*, 2017; YANAGI, Tetsuo, 1978), pelas correntes induzidas pelo vento na superfície (REYNOLDS-FLEMING; LUETTICH, 2004; YANAGI, T, 1989) e devido ao impulso do gradiente de densidade na horizontal (CHENG, R. T.; GARTNER, 1985; PUGH, 1996).

As correntes residuais são geralmente de uma ordem de magnitude menores que as correntes de maré (CHENG, R. T.; GARTNER, 1985; GEYER; MACCREADY, 2014) com valores da ordem de $\sim 0,1$ m/s enquanto que as correntes de maré atingem ~ 1 m/s. As correntes residuais são obtidas pela média temporal das velocidades de correntes em ciclos semi-diurnos de maré (12.25 h) (CHENG, R. T.; GARTNER, 1985; JAY; SMITH, 1990), diurnos (25.50 h) ou pela modulação quinzenal filtrando assim o sinal da maré (VALLE-LEVINSON, Arnoldo; SCHETTINI; TRUCCOLO, 2019; WALTERS; HESTON, 1982; YANAGI, T, 1989).

1.1.2 Sedimentos em Suspensão & Sensoriamento Remoto

As baías, estuários e zona costeira em geral são ambientes marinhos caracterizados por altas concentrações de sedimentos em suspensão (MILLER; MCKEE; D'SA, 2005). A alta concentração pode ser devida ao aporte continental, ressuspensão de sedimentos de fundo devido ao efeito de ondas, marés ou pela ação antropogênica devido aos efeitos de dragagens (MILLER; MCKEE; D'SA, 2005). A presença de sedimentos em suspensão é muito relevante ecologicamente, pois pode afetar diretamente a produção primária, e assim como o ciclo do carbono.

A turbidez é um parâmetro que é determinado pelo sinal de refletância na água que depende da concentração de sedimentos em suspensão na água, fitoplâncton e matéria orgânica dissolvida (HELLWEGGER *et al.*, 2004; MOORE, 1980). Regiões de maior concentração de sedimentos em suspensão tendem a ter maiores valores de refletância radiativa em relação aos de baixa concentração, e isto é particularmente mais efetivo nos comprimentos de onda no vermelho.

Imagens de satélites têm sido importantes em estudos de climatologia de parâmetros físicos como ondas, turbidez, temperatura, entre outros (p.ex., MACIEL; SANTORO; PEDOCCHI, 2021; TAVORA *et al.*, 2019). A turbidez é um parâmetro indicador de sedimentos em suspensão, porém, não mede diretamente os sedimentos (HELLWEGGER *et al.*, 2004; LOPES; DIAS, 2007), contudo a relação entre turbidez e concentração de sedimentos em suspensão é linear.

A variabilidade espacial e temporal de sedimentos em suspensão tem sido investigada tendo como recursos sensores MODIS e VIIRS nas plataformas orbitais Terra, Aqua, Suomi - NPP e NOAA20 (NORMANDIN *et al.*, 2019; PETUS *et al.*, 2010) com a finalidade de avaliar a qualidade de água em ambientes costeiros (CONSTANTIN; DOXARAN; CONSTANTINESCU, 2016; TAVORA *et al.*, 2019). A grande vantagem destes sensores é sua resolução temporal diária, que em conjunto permitem obter quatro imagens em um dia, o que permite avaliar variações dentro de um ciclo de maré semi-diurno de 12:25.

Vários estudos (LYNCH, 2018; PETUS *et al.*, 2010; TAVORA *et al.*, 2019) tem demonstrado a eficácia de estudos de material particulado considerando imagem de satélites, pois, existem satélites com boa resolução temporal, p.ex., Aqua (MOREIRA *et al.*, 2013) e espacial (TAVORA *et al.*, 2019). A composição de imagens de alta resolução espacial e temporal é adequada para avaliar a dinâmica sazonal e interanual de sedimentos em suspensão em águas costeiras (DI POLITO *et al.*, 2016; TAVORA *et al.*, 2019).

1.1.3 Modelagem numérica hidrodinâmica de estuários

A modelagem numérica hidrodinâmica de estuários, baías e em oceano aberto consiste no entendimento e previsão de processos físicos, bioquímicos, entre outros (FRINGER *et al.*, 2019). A modelagem tem sido importante em estimativas de parâmetros como maré, vento, sedimentos em suspensão, temperatura, salinidade (CHOU *et al.*, 2018; FRINGER *et al.*, 2019; JING; RIDD, 1997). Na atualidade existem vários modelos disponíveis para simular vários cenários como estudo de hidrodinâmica, sendo alguns o Delft3D, Telemac, Mohid,

Roms, Schims, entre outros (e.g. Lesser et al., 2004; Sigaúque et al., 2020). No presente estudo foi utilizado o Delft3D para estudar a circulação residual na baía de Maputo.

Um modelo numérico hidrodinâmico resolve as equações de Navier Stokes para o escoamento médio pela aproximação de Reynolds, tanto no modo bidimensional quanto tridimensional, para um fluido incompressível (aproximação de Boussinesq) e aproximação hidrostática (acelerações verticais negligenciáveis) (LESSER *et al.*, 2004). Com o uso de modelos devidamente calibrados e validados permite o estudo de transporte de sedimentos e morfologia, ondas, a qualidade da água e ecologia, e as interações entre estes processos (DELTARES, 2014).

Apesar da eficiência dos modelos hidrodinâmicos em estudos de processos costeiros, observações em campo são necessários para a calibração e validação dos modelos. Esses processos consistem em ajuste de parâmetros do modelo para que obtenha resultados fiáveis quando comparados aos medidos (WILLIAMS; ESTEVES, 2017). Para averiguar o bom desempenho do modelo é necessário validá-lo com uma série de dados com períodos diferentes dos usados na calibração (REFSGAARD *et al.*, 1998) sem que haja alteração dos parâmetros utilizados na calibração.

Dos modelos foram aplicados neste estudo, nomeadamente, o modelo hidrodinâmico Delft3D – FLOW e o modelo de ondas Delft3D – WAVE (SWAN). Os modelos foram usados com o objetivo de avaliar a importância das marés, ventos e efeitos de descargas líquidas na troca de fluxos entre a baía e plataforma adjacente, estudar a climatologia de ondas na baía de forma atemporal, ou seja, sem consideração de nenhum tempo. Os dados de ondas (H_s , T_p e $Dir.$) não foram medidos em campo devido a problemas financeiros, contudo para pesquisas futuras há necessidade de calibrar e validar o modelo.

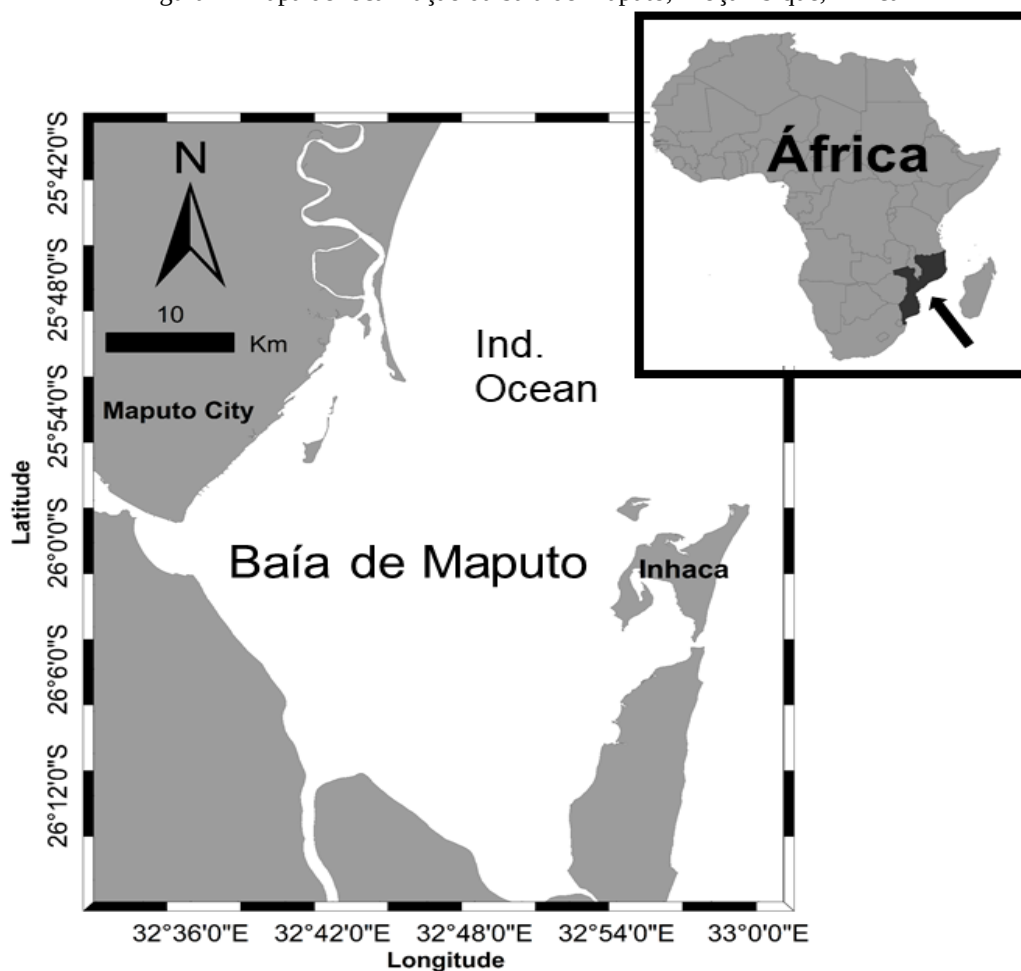
1.2 Caracterização da Área de Estudo

1.2.1 Localização & Geomorfologia

A baía de Maputo está localizada no sul de Moçambique, África (25.9/26.0°S & 32.6/32.9° E, SIGAÚQUE et al.(2020) – Capítulo 2, Fig. 1 b). A boca da baía é conectada por “Delagoa Bay” localizada no extremo sul do canal de Moçambique (ACHIMO, 2002; LAMONT *et al.*, 2010). A baía é aproximadamente retangular (SIGAÚQUE *et al.*, 2020) com uma área de $\sim 1000 \text{ km}^2$ e a desembocadura está localizada a Noroeste.

Na borda Leste é limitada pela Ilha de Inhaca (Figura 1). A Ilha de Inhaca está localizada na extensão norte da península de Machangulo (VÆRET *et al.*, 2012; VIOLA *et al.*, 2014) e a ~30 km da cidade Maputo. A ilha tem uma área de superfície de ~ 47 km² e é separada do continente por um canal estreito e raso (BOER; RYDBERG; SAIDE, 2000; HOGUANE, A. M. *et al.*, 1999). A baía de Maputo é um corredor comercial importante na região Austral de África (ACHIMO, 2002; ACHIMO *et al.*, 2015; VIOLA *et al.*, 2014). A população de Maputo é de ~ 1 milhão de habitantes.

Figura 1- Mapa de localização da baía de Maputo, Moçambique, África



Fonte: O Autor (2021).

As características sedimentológicas da baía de Maputo foram descritas por (ACHIMO, 2002; ACHIMO *et al.*, 2015) e de acordo com estes autores, em termos de variabilidade de sedimentos de fundo, a baía pode ser dividida em duas porções:

- (i) da boca do rio Maputo em direção ao mar (Fig. 1b), predominam sedimentos não coesivos (areia de quartzo, entre 0,0625 e 2,00 mm) e
- (ii) da boca do rio Maputo em direção a boca do Umbeluzi (Fig. 1b), predominam argilas e siltes com mais de 30 % de composição de lama.

1.2.2 Clima

Segundo a classificação de Koppen's, o clima local é mistura de tropical savana e semiárido (Aw e BSh). A temperatura média anual é de $\sim 23^{\circ}\text{C}$ (SIGAÚQUE *et al.*, 2020), com variação anual entre 19 e 27°C em Julho e Janeiro, respetivamente. A precipitação média anual é de $\sim 800\text{ mm/y}$ (BOER; RYDBERG; SAIDE, 2000; SIGAÚQUE *et al.*, 2020), com período chuvoso (Outubro-Março) e seco (Abril-Setembro), respetivamente. O regime de ventos é dominado por monções. Os ventos dominantes são de Sudeste, sendo mais intensos no verão, durante o inverno sofrem influência da direção Norte (HOGUANE, Antonio Mubango, 2007; SIGAÚQUE *et al.*, 2020).

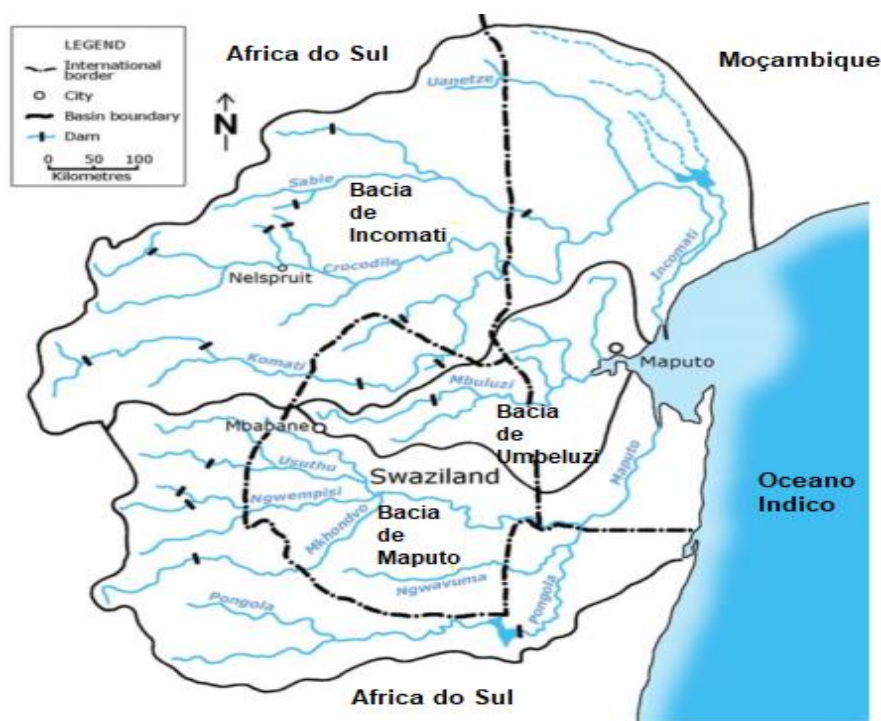
Os ventos usados neste estudo são da reanálise do NCEP, distribuídos por NOAA/OAR/ESRL PSD <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>. Os dados de intensidade de série temporal de 40 anos (1980-2020) foram extraídos no ponto (25.71°S , 33.75°E). A Fig. 2 mostra o comportamento dos ventos de 2015 (SIGAÚQUE *et al.*, 2020). Os dados de vento disponíveis apresentam-se ajustados para bem representar valores sobre a água, na altura padrão de 10 m, segundo o recomendado no capítulo II-2. Meteorology and Wave Climate do Coastal Engineering Manual - 2002; 2006 do U.S. Army Corps of Engineers.

1.2.3 Bacia Hidrográfica e Contribuição Fluvial

As descargas fluviais provêm principalmente dos rios Incomati, Maputo e Umbeluzi (DROOGERS; BOER; TERINK, 2014; LENCART E SILVA *et al.*, 2010). O rio Incomati ocupa a maior área de drenagem, com um total de $50,000\text{ km}^2$ (HOGUANE, Antonio Mubango; ANTONIO, 2016; SIGAÚQUE *et al.*, 2020; ZAAG; VAZ, 2003). Cerca 62% da área total está localizada na África do Sul, $\sim 32\%$ em Moçambique e os restantes 6 % na Suazilândia (HOGUANE, Antonio Mubango; ANTONIO, 2016; ZAAG; VAZ, 2003). A descarga média anual dos três rios é de $\sim 250\text{ m}^3/\text{s}$, com variações de ~ 150 a $\sim 400\text{ m}^3/\text{s}$ durante o inverno e verão, respetivamente (SIGAÚQUE *et al.*, 2020).

A bacia do rio Umbeluzi é fonte de abastecimento de água para cidade e província de Maputo. A bacia é partilhada por Moçambique, Suazilândia e África do Sul (a montante) (Figura 2). Tem uma área de captação de 5400 km² e cerca de 40% da área está em Moçambique (DROOGERS; BOER; TERINK, 2014). As barragens de Mnjoli (Suazilândia) e dos pequenos Libombos (Moçambique) foram construídas em 1978 e 1987. A Figura 2 mostra os países que partilham as três bacias hidrográficas.

Figura 2 - Bacias hidrográficas dos rios Maputo, Incomati e Umbeluzi que desembocam na baía de Maputo



Fonte: Adaptado de Zaag and Vaz (2003).

1.2.4 Marés

Marés são oscilações periódicas do nível do mar produzidas pelo efeito de atração gravitacional do sistema Terra-Sol-Lua, aceleração centrípeta e rotação da Terra. Considerando as diferenças de níveis (alturas de maré), a) entre uma preamar e baixamar consecutivos, a maré subdivide-se em 3 grupos: Micro-maré ($a < 2$ m), Meso-maré ($2 < a < 4$ m), Macro-maré ($a > 4$ m) (HAYES, 1975). Os estuários do tipo meso são mais comuns no

mundo, com predominância de deltas de maré, planície de maré e algumas regiões pantanosas (HAYES, 1975; PERILLO, 1995).

A maré dominante pode ser classificada com o fator de forma, F , que provém da razão entre a soma das amplitudes diurnas (K_1+O_1) e (M_2+S_2) (POND; PICKARD, 1983; PUGH, 1996). Nesta vertente, a maré é classificada em 4 categorias (Tabela 1). A baía de Maputo é dominada pela maré do tipo semidiurna com fator de forma igual a 0.04 (CANHANGA; DIAS, 2005).

$$F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} \quad (1)$$

Tabela 1 - Classificação da maré segundo o número de forma, F

Tipo de maré	Número de Forma, F
Semidiurna	0 – 0,25
Mista, principalmente semidiurna	0,25 – 1,5
Mista, principalmente diurna	1,5 – 3,0
Diurna	> 3,0

Fonte: (POND; PICKARD, 1983; PUGH, 1996)

A onda de maré é gerada nas grandes bacias oceânicas, e quando se propaga em estuários longos ocorre à tendência de diminuição da sua altura do baixo estuário em direção ao alto estuário, comportando-se como uma onda progressiva (WINANT; GUTIÉRREZ DE VELASCO, 2003), havendo geralmente simetria das máximas magnitudes das correntes de maré em períodos de vazante e enchente (LI, C.; O'DONNELL, 2005). O padrão de propagação da maré, contudo, é afetado pela alteração da batimetria (p.ex., por eventos de dragagem ou tempestades), podendo mudar o padrão da troca de correntes e do fluxo em uma seção transversal (LI, C.; O'DONNELL, 2005).

A assimetria da maré em estuários tem implicações significativas no transporte residual de sedimentos em estuários, podendo alterar o padrão comum da navegabilidade em canais de acesso aos portos (SPEER; AUBREY, 1985). Estuários dominados por vazante tendem a exportar sedimentos para o baixo estuário e são morfologicamente estáveis e o inverso acontece com os estuários dominados pela enchente (ROSS *et al.*, 2017).

O domínio pela enchente produz correntes mais intensas na enchente em relação a vazante (FRIEDRICHS, C.T.; AUBREY, 1988; ROSS *et al.*, 2017) devido à fricção do fundo

(ROSS *et al.*, 2017), produzindo maior arrasto em águas mais rasas em relação as mais profundas (VALLE-LEVINSON, Arnoldo; LWIZA, 1995). Quando o estuário é dominado pela enchente a crista da onda de maré (preamar) tem maior celeridade que a cava (baixamar), diminuindo o período de enchente e dilatando o período de vazante, ainda que o período total de maré não seja alterado. Assim, o volume de água que entra na enchente tem que fazê-lo com maior velocidade em função do período mais curto.

Os constituintes harmônicos de maré M_4 e M_6 são associados com os efeitos de assimetria entre a maré e descargas líquidas (KJERFVE; PROEHL, 1979), e a relação entre as constituintes M_4/M_2 é um indicador dos efeitos não-lineares da propagação da maré em águas rasas (ROSS *et al.*, 2017). Essa relação caracteriza a distorção não linear da amplitude de M_4 para M_2 (Friedrichs e Aubrey, 1988) e a energia é transferida de M_2 para M_4 e a razão M_6/M_2 representa a dissipação de energia, sendo inferior a M_4/M_2 (FRIEDRICHS, C.T.; AUBREY, 1988; ROSS *et al.*, 2017). A interação entre a assimetria da maré e a variação da topografia tem grande impacto na circulação residual euleriana (GEYER; MACCREADY, 2014) intensificando as correntes residuais em locais com maiores variações topográficas.

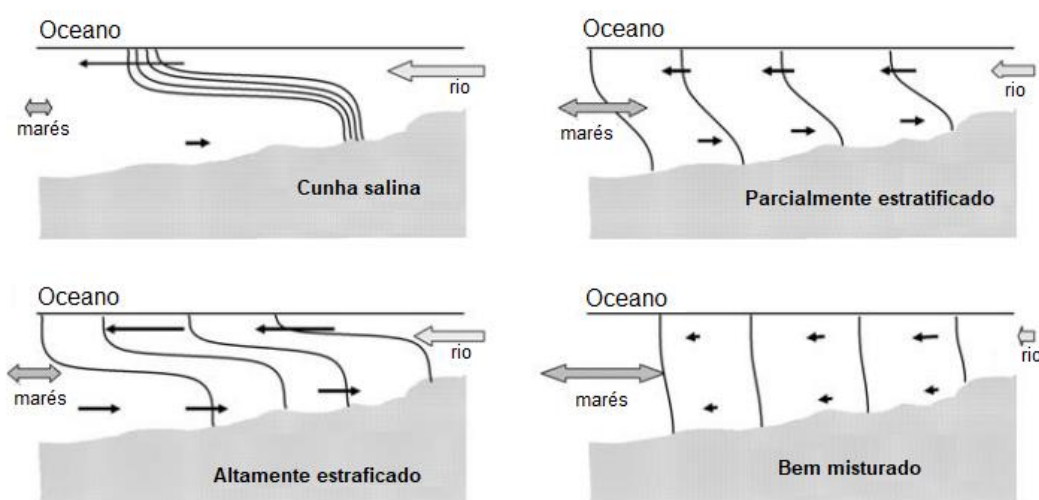
A interação entre as os efeitos das marés, ventos (LANGE; BURCHARD, 2019), o aporte fluvial, e o tamanho e formato da bacia estuarina determinam a variação do fluxo e a hidrodinâmica estuarina e afetam o transporte de escalares como salinidade e sedimentos em suspensão (GEYER; MACCREADY, 2014; MARKULL *et al.*, 2014; SCHETTINI, C. F. ; TRUCCOLO, 2009; SCHETTINI *et al.*, 2016a; SIMPSON *et al.*, 1990; VALLE-LEVINSON, Arnoldo, 2008). Em estuários dominados pela maré, durante o período de sizígia as correntes são mais intensas, e assim a difusão turbulenta, produzindo maior mistura e condições bem misturadas (DYER, 1973; LANGE; BURCHARD, 2019; MIRANDA, L. B. *et al.*, 2002; VALLE-LEVINSON, Arnoldo, 2008), enquanto que nos períodos de quadratura as correntes de maré são mais fracas, e tende a ocorrer maior estratificação da coluna de água devido à circulação estuarina (KJERFVE; PROEHL, 1979), condição que favorece maior fluxo de troca neste período.

A descarga fluvial dos rios tem influência significativa na densidade das águas estuarinas e nos gradientes longitudinais (MARKULL *et al.*, 2014; SIMPSON *et al.*, 1990), afetando a circulação juntamente com outros fatores como a topografia e a força de Coriols (DYER, 1995; PERILLO, 1995; SIMPSON *et al.*, 1990). De acordo com a estrutura vertical de salinidade, os estuários são classificados como: cunha salina, altamente estratificados, parcialmente estratificados, e bem misturados (

Figura 3) (PRITCHARD, 1952; VALLE-LEVINSON, A, 2010). No estuário bem misturado, a turbulência é gerada por cisalhamento de correntes de marés por difusão turbulenta (MIRANDA, L. B. *et al.*, 2002) e o perfil vertical da salinidade é homogêneo da superfície ao fundo, porém podendo haver variação lateral da salinidade (

Figura 3, Miranda et al. (2002). A salinidade diminui do baixo estuário para o alto estuário. Um exemplo deste tipo de estuário é o de Carolina de Sul (KJERFVE; PROEHL, 1979).

Figura 3 - Classificação de estuários considerando a estratificação da salinidade



Fonte: Adaptado de Valle-Levinson (2010).

1.2.5 Circulação Regional – Canal de Moçambique

A circulação oceânica de meso escala e massas de água são dominadas pela presença do canal de Moçambique, entre o continente Africano e Madagascar, com ocorrência da corrente de Moçambique fluindo para o sul com padrões complexos (HOGUANE, Antonio Mubango, 2007; SAETRE; SILVA, 1984) caracterizados por grandes vórtices anticiclônicos se propagando para o sul do canal que chegam a ter larguras superiores à 300 km (COSSA *et al.*, 2016; HALO *et al.*, 2014; SWART *et al.*, 2010).

As características dos vórtices anticiclônicos são devidas ao sentido das correntes em relação a rotação da terra (OLSON, 1991). Esses tipos de vórtices podem se associar a correntes instáveis e por intensos gradientes de propriedades físicas ao longo da superfície e subsuperfície (OLSON, 1991; PEREIRA, Marçal Duarte; SCHETTINI; OMACHI, 2009).

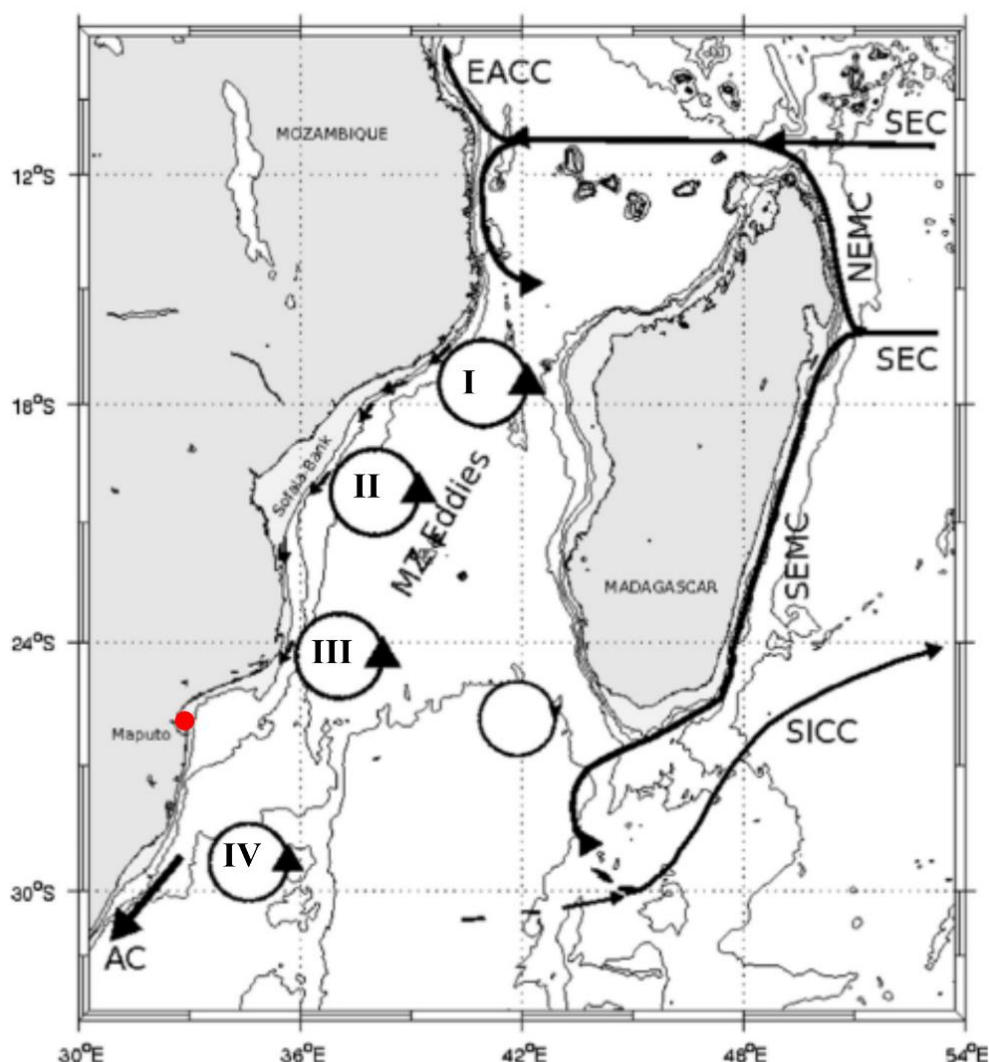
O canal de Moçambique tem comprimento e largura aproximada de 1600 km e 430 km (SWART *et al.*, 2010) e a sua origem é devida a separação entre África e a ilha de Madagascar a ~180 milhões de anos (OBURA *et al.*, 2019). O canal é delimitado por duas bacias oceânicas profundas, a bacia de Somália (a norte e com profundidade de 5100 m) e a sul, a bacia de Moçambique com fundo oceânico de 3000 m (OBURA *et al.*, 2019).

A Figura 4 mostra a Corrente Sul Equatorial (CSE) no extremo norte de Madagascar. A CSE flui em direção a costa de África em ~ 11° S (SWALLOW; SCHOTT; FIEUX, 1991). Próximo à costa ela ramifica-se em duas correntes, a Corrente Costeira Leste Africana (CCLA) que flui em direção a norte de África entre as latitudes 11 e 3° S com velocidades de superfície maior do que 1 m/s no verão do Norte e a outra que flui para o sul através do canal de Moçambique. O transporte médio da EACC é de 19.9 Sv (1 Sv = 106 m³/s) próximo a 4-5° S (SWALLOW; SCHOTT; FIEUX, 1991).

A Leste de Madagascar a CSE subdivide-se em duas correntes oceânicas, Corrente Nordeste de Madagascar (CNM) fluindo em direção ao Norte e a Corrente Sudeste de Madagascar (CSM) para o Sul.

Ao longo do canal de Moçambique em direção ao Sul existem duas correntes, a Corrente de Moçambique (CM) e a Corrente de Agulhas (CA). Na Figura 4, I, II, III e IV representam intensos vórtices de meso-escala dominados por anticiclones (HALO *et al.*, 2014).

Figura 4 - Diagrama esquemático de circulação ao longo do canal de Moçambique. A baía de Maputo é representada pela bolinha vermelha. South Equatorial Current (SEC), Agulhas Current (AC), SEMC- South East Madagascar Current, East African Coastal Current (EACC), South Indian Countercurrent (SICC), North East Madagascar Current (NEMC)



Fonte: Adaptado de HALO *et al.*(2014).

1.3 Hipótese

A dinâmica na baía é governada principalmente pelas marés e existe mecanismo de retenção de sedimentos na baía de Maputo.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo geral

Este trabalho tem como objetivo principal, avaliar a hidrodinâmica e a dinâmica sedimentar na baía de Maputo.

1.4.2 Objetivos específicos

- a) Avaliar a circulação na baía;
- b) Investigar o papel das marés, dos ventos e da descarga fluvial na circulação;
- c) Investigar os processos de transporte de sedimentos;
- d) Investigar o papel das ondas na circulação;
- e) Investigar a distribuição horizontal da turbidez ao longo da baía de Maputo.

1.5 Justificativa e Problema

Este é o primeiro estudo sobre a distribuição e dinâmica de sedimentos finos na Baía de Maputo, onde os processos hidrodinâmicos e sedimentológicos são dinâmicos e complexos (p.ex., Li et al., 2019). Na cabeceira da baía está localizada a cidade de Maputo, capital de Moçambique e o principal porto do país e um dos mais importantes para região Austral de África. É uma área onde o transporte de sedimentos é controlado por diversos processos naturais e antrópicos, como dragagens. (p.ex., JING; RIDD, 1997). Assim, entender a dinâmica dos sedimentos permite avaliar o impacto ambiental que possa advir desses processos e que poderá afetar a economia local e a saúde pública devido a potenciais efeitos de poluição. Além disso, a gestão de sedimentos em suspensão é importante, pois em altas concentrações pode trazer sérios problemas à navegação marítima e redução de qualidade de água (p.ex., MCANALLY *et al.*, 2007) e da produção primária.

1.6 Contribuição científica

Uma das principais motivações do estudo é entender o transporte de sedimentos em suspensão, pois em altas concentrações podem ser vitais no assoreamento em estuários e

canais de navegação aos portos e ambientes marinhos. Em termos ecológicos, afeta diretamente a produção primária, pois influencia diretamente na penetração de luz na água (DYER, 1995), dificultando assim a disponibilidade de alimentos para espécies marinhas. Além disto, o transporte de sedimentos também está relacionado ao transporte de contaminantes ligados / associados aos sedimentos.

O sensoriamento remoto tem sido um auxílio importante no estudo de sedimentos em suspensão devido à disponibilidade de imagens de satélite numa composição quase diária (dependendo do estado atmosférico). No caso da baía de Maputo, imagens de quatro satélites (Aqua, Terra, Suomi - NPP e NOAA) sincronizadas com resultados de modelagem numérica permitiram estabelecer uma composição climatológica para entender o quão os sedimentos em suspensão tem relativa importância em ambientes marinhos. Sigaúque et al. (2020) estudaram a circulação residual na baía de Maputo e concluíram que a troca de fluxos entre a baía e plataforma continental adjacente é de extrema importância no entendimento de sedimentos suspensos.

Este estudo é pioneiro no estudo de composição da turbidez na baía de Maputo considerando imagens de quatro satélites em simultâneo. A que destacar que Achimo (2002) fez estudo de sedimentos de fundo na baía considerando medições “in situ”. Este trabalho veio para complementar o estudo feito com métodos tradicionais de medição realizados para o fundo da baía.

2 THE ROLE OF TIDES, RIVER DISCHARGE AND WIND ON THE RESIDUAL CIRCULATION OF MAPUTO BAY.

Regional Studies in Marine Science 41 (2021) 101604



Contents lists available at ScienceDirect

Regional Studies in Marine Science

journal homepage: www.elsevier.com/locate/rsma



The role of tides, river discharge and wind on the residual circulation of Maputo Bay



Paulo J. Sigaúque^{a,b,*}, Carlos A.F. Schettini^c, Samuel S. Valentim^a, Eduardo Siegle^d

^a Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Departamento de Oceanografia - Universidade Federal de Pernambuco, Av. Professor Moraes Rego, 1235, Recife, Brazil

^b Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação, Av. Karl Max, 153, Maputo, Mozambique

^c Instituto de Oceanografia - Universidade Federal do Rio Grande, Av. Itália, km 8, Rio Grande, RS, Brazil

^d Instituto Oceanográfico- Universidade de São Paulo (IO-USP), Praça do Oceanográfico 191, São Paulo, Brazil

Artigo publicado em:

REGIONAL STUDIES IN MARINE SCIENCE

Referência: Sigaúque, P.J.; Schettini, C.A.F.; Valentim, S.S.; Siegle, E. 2020. The role of tides, river discharge and wind on the residual circulation of Maputo Bay. Regional Studies in Marine Science, 41: 101604. doi: [10.1016/j.rsma.2020.101604](https://doi.org/10.1016/j.rsma.2020.101604)

ABSTRACT

Lateral variability of residual flow was investigated in Maputo Bay in Mozambique, Africa. The bay is nearly rectangular with 30 x 30 km, mean depth of 5 m. The bay mouth is ~18 km wide with mean and maximum depth ~10 m and 30 m, respectively. Tides ranges between 1 and 3 m at neap and spring tides, respectively. The mean annual river flow is ~225 m³/s, ranging from ~ 150 to ~ 400 m³/s during winter and summer, respectively. Southeasterly (SE) winds are the most frequent wind during the year followed by northeasterly (NE) winds. In order to scale the relative importance of tides, wind and buoyancy effects on the residual exchange flows, we designed three-dimensional numerical experiments (Delft3D). Results show strong changes among the scenarios and between neap and spring tide conditions. During spring tide, flows becomes more vertically homogeneous and laterally sheared, modulated by the cross-section shape. Most important exchange flows were during neap tides mainly with scenarios forced by tides. There are some locations prone to entrap sediments, such as the inlet of the Incomati river and to the north of Inhaca Isle.

Keywords: Estuary, tides, hydrodynamics, circulation, exchange flow.

2.1 Introduction

The physics of estuaries and related transport processes were primarily pondered exclusively on the longitudinal gradients (PRITCHARD, 1952). However, much attention is also being given to the lateral variability of the flow (BASDURAK; VALLE-LEVINSON; CHENG, 2013; CHENG, P.; VALLE-LEVINSON, 2009; LI, C.; O'DONNELL, 1997; REYNOLDS-FLEMING; LUETTICH, 2004; VALLE-LEVINSON, Arnoldo *et al.*, 2009), since its effects associated with the secondary flow (CHANT; WILSON, 1997) can be responsible for most of the net exchange of scalars in an estuary, such as salt, suspended sediments and pollutants (Holmedal and Wang, 2015; Jay and Smith, 1990; Keller et al., 2014; McSweeney et al., 2016; Miranda et al., 2002; Yanagi, 1989).

Importance of residual flow for the estuary-shelf exchanges has been extensively reported (e.g. Schettini et al., 2013, 2016). Vertical residual flow results from complex interactions between morphology, density gradients, tides and winds. In addition, the lateral variability of the residual flow creates a vast new perspective about how complicated is the mass exchange processes are in coastal system, and highlighting the sensitivity are field observations to capture such complexity.

Residual currents are much weaker than the instantaneous ones (CHENG, R. T.; GARTNER, 1985; GEYER; MACCREADY, 2014). While the formers are of the order of ~ 0.1 m/s, the latter are of ~ 1 m/s. To obtain the residual currents it is necessary to observe the currents at regular intervals (of at least 1 hr) for periods comprising one or multiple tidal cycles, then removing the tidal signal by averaging or filtering the time series (JAY; SMITH, 1990; VALLE-LEVINSON, Arnoldo; SCHETTINI; TRUCCOLO, 2019; WALTERS; HESTON, 1982). The balance between mixing produced by the tides and the buoyancy due to freshwater inflow will have great importance on the vertical residual flow (GEYER; MACCREADY, 2014; LANGE; BURCHARD, 2019; MARKULL *et al.*, 2014). Since tides have a deterministic nature (PUGH, 1996), the residual flow in a tide-dominated system is a straightforward process and can be assessed through tide oriented observations. On the other hand, river inflow has a stochastic nature and is rarely steady for periods longer than a few days. The same can be said for the wind, when it is an important driver; not only directly on the estuarine circulation, but also on the coastal water level. Therefore, in these cases, obtaining residual flows is more complicated.

The evolution of computers and numerical models has been an important tool in the investigation of coastal hydrodynamics, and particularly the residual flows in estuaries (e.g. Geyer and MacCready, 2014; Vaz et al., 2020); not only in terms of physical concepts but also helping in the understanding of its functioning. In this study, we investigate the lateral variability of the flow in Maputo Bay, Mozambique, Africa, based on numerical experiments. Our hypothesis is that the dynamics of the bay is controlled mainly by tides and winds, generating the hydrodynamic patterns that drive the transport and retention of materials. The Maputo bay presents a relatively simple morphology with a nearly quadrangular shape (30 x 30 km), although with complex bathymetry. The western half part of the bay is deeper than

the eastern part. Numerical experiments have been designed to investigate the role of tides, freshwater inflow and winds, on variability and exchange flows between Maputo Bay and the adjacent shelf.

2.2 Study area

The Maputo Bay is located in south of Mozambique, Africa (25.9/26.0° S & 32.6/32.9° E, Fig. 1). It has a nearly quadrangular shape with its opening to the north. The eastern border is a plain peninsula, with the occurrence of sand dunes. The Isle of Inhaca is at the peninsula northern extension, separated from the continent by a narrow and shallow channel (BOER; RYDBERG; SAIDE, 2000; HOGUANE, A. M. *et al.*, 1999). The bay's mean depth is ~5 m with sites with depths >20 m at the bay's mouth. The area is ~1,000 km², with length and width of ~30 km. The bay was formed between 8000 and 9000 BP, during high sea level stand, at 10 to 12 m higher than the present level (ACHIMO *et al.*, 2015).

The local climate is a mix of tropical savannah and semi-arid (Aw and BSh, according to Koppens' classification). Mean annual temperature is ~ 23 °C, ranging from 19 to 27° C in July and January, respectively (Fig. 2B). Mean annual precipitation rate is ~800 mm/yr, with wet summer (October-March) and dry winter (April-September) (Fig. 2C). The wind regime is dominated by the monsoon regime. Dominant winds blows from southeast, being more intense during the summer. During winter, there is an influence of northerly winds (Fig. 2A).

Freshwater inflow to the bay comes mainly from the Incomati, Maputo and Umbeluzi rivers, with drainage basins of 50,000, 30,000 and 5,400 km², respectively (Droogers *et al.*, 2014; Lencart and Silva *et al.*, 2010). The mean annual river flow is ~225 m³/s, ranging from ~150 to ~ 400 m³/s during winter and summer, respectively.

Regional tides range vary between micro to meso tidal regimes, ranging from 1 to 3 m during neap and spring tide conditions, respectively, at the Port of Maputo (Fig. 1). There is a phase lag of ~ 0.5 hr and amplitude increase to the bay entrance, at the Inhaca Island. The tide is semi-diurnal with the dominance of the semi-diurnal constituents (M2: 94 cm; S2: 55 cm)

over the diurnal ones (K1: 4 cm; O1:2 cm). The form factor ($F = [(O1+K1)/ (M2+S2)]$), (POND; PICKARD, 1983; PUGH, 1996) is ~ 0.04 (CANHANGA; DIAS, 2005).

Marine waters dominate the bay. Most of the time, salinity is >35 , and during the wet period the salinity decreases to 33. During the wet period, the intensification of the vertical stratification occurs under neap tides; however during spring tides the bay remains well mixed (Lencart and Silva et al., 2010). The off-shore meso-scale circulation and water masses are dominated by the presence of the Mozambique Channel, that separates Madagascar from the rest of the African Continent, with the presence of the Mozambique Current flowing southwards with complex patterns (HOGUANE, Antonio Mubango, 2007; SAETRE; SILVA, 1984).

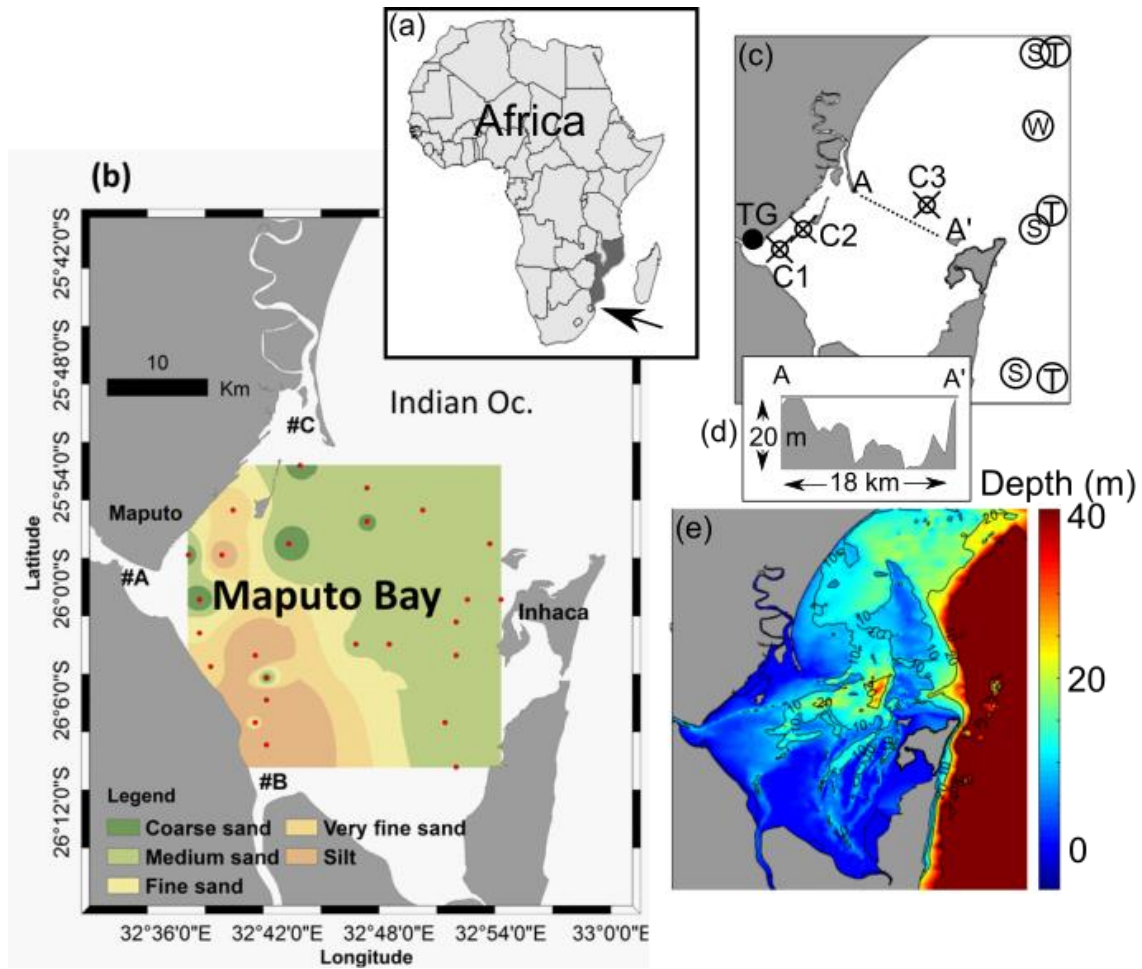


Fig. 1 (a): Location of the Maputo Bay, Mozambique, Africa. (b) distribution of bottom sediments types (adapted from Achimo (2002); the red dots indicated the sample locations) and the location of the a) Umbeluzi, b) Maputo and c) Incomati river mouths. (c) location of the observations: TG: tide gauge at Maputo Port, C1 to C3: current measurements. The circles with letters indicate the location of the grid where boundary conditions of salinity (S), tide (T) and wind (W) were extracted from global models. (d) the bay's mouth cross section and (e) the bay's bathymetry

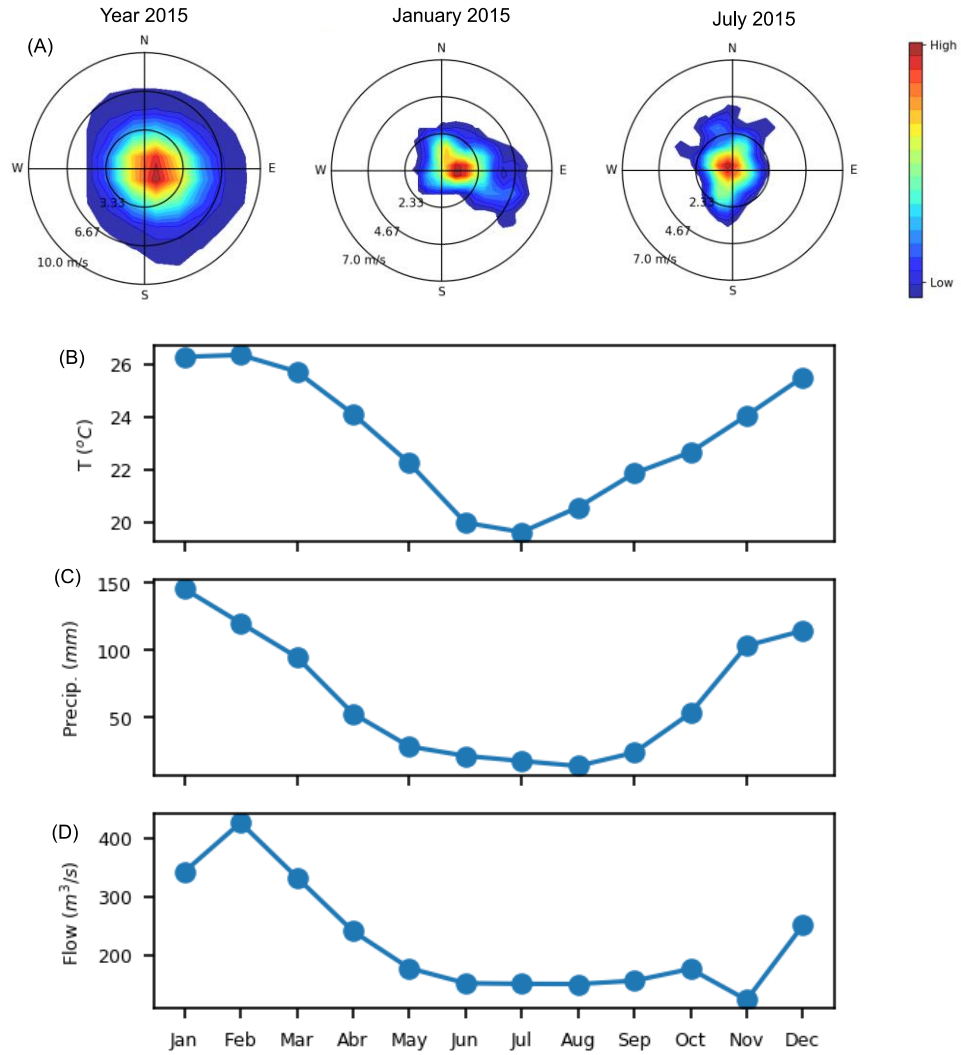


Fig. 2. A) polar Wind distributions for the year of 2015 and for the months of January and July (from global model). (B) and (C) show the annual variation of the air temperature and precipitation rate at Maputo (from observations). (D) shows the annual variation of the sum of the Incomati, Maputo and Umbeluzi River flows (from observations)

2.3 Methods

This study is based on hydrodynamic numerical simulations using the Delft 3D package (<https://oss.deltares.nl/web/delft3d>), forced by modal conditions of tides, river flow and winds. The bay is primarily forced by tides, with seasonal variation of river inflow and wind intensity and direction. Based on the calibrated numerical model, several experiments have been designed in order to better understand the relative influence of forcing conditions in the dynamics of the Maputo Bay.

2.3.1 Field data

Hydrographic and hydrodynamic observations for the bay are scarce, however there are enough data to allow the calibration and validation of numerical models (CANHANGA; DIAS, 2005; LENCART E SILVA *et al.*, 2010).

The bathymetry was obtained from digitalization of the nautical charts from INAHINA/Mozambique numbers 16201 and 11101 with scales of 1:75,000 (26° S) and 1:850,000 (18° 45' S), respectively. All available depth indicative points and isobaths were digitalized. At the shallows and uncharted areas, we inserted additional points with constant values between the low water and high-water spring-tide level. The coastline was obtained by the digitalization of a mosaic georeferenced Google Earth Pro images at an approximate scale of 1:30,000.

Water level measurements are available for the Port of Maputo (25.98° S, 32.57° E). The data was recorded with a pressure tide gauge (Aanderaa Seaguard water level recorder). We used two datasets. The first one covers a period of 14 days, from 8th to 22th of June, 2015, and the second one covers 21 days, from 8th to 28th of February, 2016. There are currents data at three locations (C1, C2 and C3, Fig. 1). Data of current velocity and direction are available at C1 (25.97° S, 32.62° E) and C2 (25.97° S, 32.66° E) for two complete semi-diurnal tidal cycles (~25 hr) for 8-9 and 9-10 December, 2015, respectively. The current meter was anchored with sensors leveled at 1.2 m above the bottom at a ~ 3 m deep location, recording at 10-minute intervals. At C3 (25.88° S, 32.84° E) the current meter was suspended by a buoy leveled at 3 m below the surface at ~12 m deep location, recording at 5-minute intervals, from 4 to 8 November, 2010. The water level and current data were available by the Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação (INAHINA).

We have salinity and temperature data from three surveys across the bay carried out in (1) March and (2) August, 2015, and (3) May, 2017. Twenty-two stations were surveyed with vertical profiles conducted with a CTD probe (Seabird SBE19). These data was not used for model calibration purposes, but for the hydrographic description of the bay. The mean salinity

and temperature were $33.6 \pm 3.8 / 27.5 \pm 0.4$ °C, $34.0 \pm 0.2 / 21.0 \pm 1.1$ °C, and $34.3 \pm 0.8 / 24.5 \pm 0.8$ °C, for each survey, respectively. The data were recorded at 4 Hz, and was post-processed to provide values with vertical resolution of 0.5 m, from 1 m below the surface to the bottom. The data samples counted as 431, 412 and 394, respectively. Fig. 3 presents the TS-diagram build with these data. These results indicate that the bay is relatively homogeneous and with limited influence of the freshwater inflow. This is noteworthy especially for the March survey, carried out during higher river flow period, so we may expected that baroclinicity will be more important closer to the river mouths.

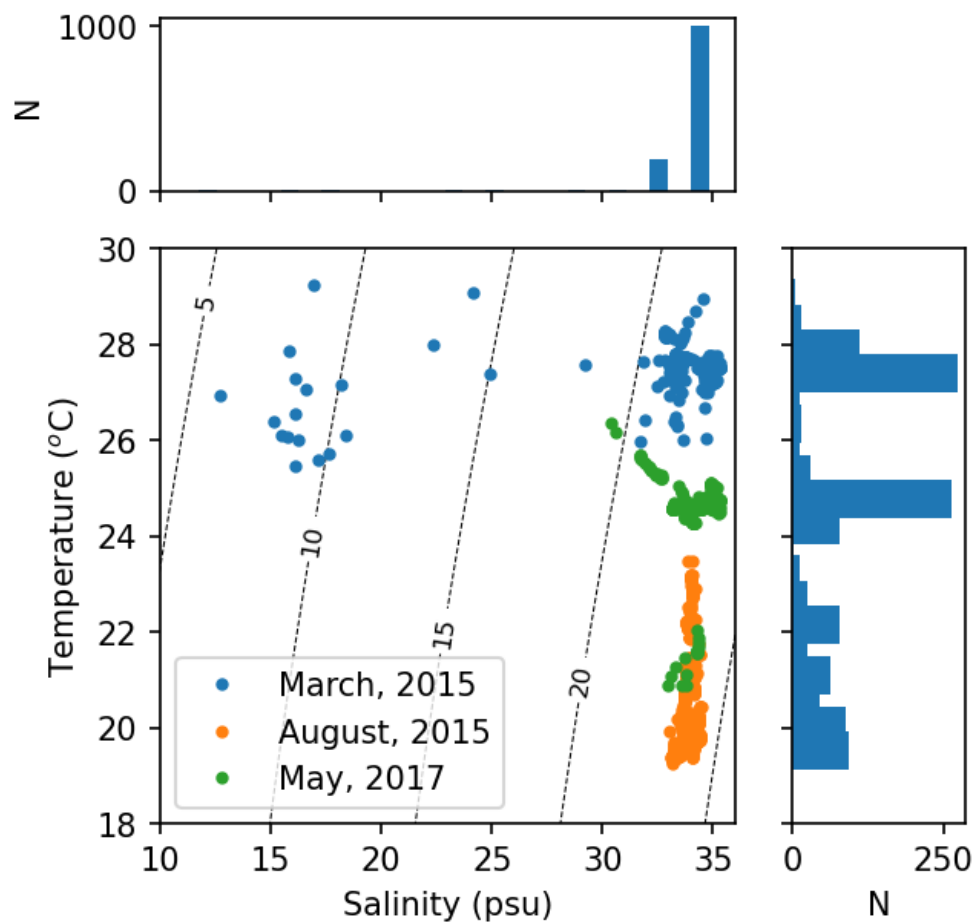


Fig. 3. Temperature-salinity diagram from three hydrographic surveys carried out in the bay, with respective histograms of salinity (top) and temperature (right). The dashed lines in the main panel represents the isopycnals. The values are the density anomaly ($\sigma_t = \text{density} - 1,000$)

2.3.2 Boundary data

The boundary conditions applied in the numerical model have been defined as a combination of external forcings, such as tides, winds, salinity, temperature and river discharge. Calibration and validation simulations use the boundary conditions combined for the periods of interest, while different scenarios have been built for the numerical experiments, with a pre-defined set of boundary conditions.

Tidal conditions have been prescribed at the open offshore boundary conditions from the Finite Element Solution (FES2014; Fig. 1). The FES2014 has a ~ 7 km grid resolution, providing worldwide main tidal harmonic constituents (M_2 , S_2 , K_1 , K_2 , N_2 , $2N_2$, O_1 , Q_1 , P_1 , SSa , M_4 , Mm , Mtm , $MSqm$, MS_4 e Mn_4). The data were downloaded from Advisor at <https://www.aviso.altimetry.fr/duacs/>. We extracted the tidal constituents for three FES2014 grid points at the northern (25.6° S, 33.12° E), southern (26.32° S, 33.12° E) and eastern (26° S, 33.28° E) limits of the model' domain (Fig. 1 C).

Due to scarcity of observational wind data, our wind climate is based on the reanalysis from the National Center for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR), extracted at 25.71° S, 33.75° E. The wind time series is provided at 6-hour intervals, for the period of 1980-2018.

For boundary and initial conditions of salinity and temperature, we used in situ data presented by Sete et al. (2002) and reanalysis data extracted from the Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM – <https://www.hycom.org/>). HYCOM bottom and surface salinity have been applied at the offshore boundaries. The location of the HYCOM grid points we used are indicated in Fig. 1C.

To scale the freshwater inflow at the continental boundary we analyzed daily river discharge data available for the Incomati River for the period of 1957 to 2015, for Maputo

River for the period 1995 of 2000; and for the Umbeluzi River for the period of 1985 to 2000. The river discharge climatology is presented in **Erro! Fonte de referência não encontrada**.d. The mean river discharge is 92 m³/s (Incomati river), 121 m³/s (Maputo river) and 10 m³/s (Umbeluzi river). The discharge data was made available by the Administração Regional das Águas do Sul (ARA- Sul).

2.4 Numerical model

In this study, we apply the Delft3D hydrodynamic numerical model. The hydrodynamic module of Delft3D solves the Navier-Stokes equations using finite difference scheme in two (horizontal) or three dimensions, considering the hydrostatic and Boussinesq approximations (DELTARES, 2019; LESSER *et al.*, 2004). Lencart and Silva *et al.*(2010) have used this model to assess the stratification and mixing in the Maputo Bay, and this model has been widely used to investigate coastal systems (e.g Carballo *et al.*, 2009; Chatzirodou *et al.*, 2017; Gimiliani *et al.*, 2016; Seiler *et al.*, 2020; Siegle *et al.*, 2019).

Considering that the bay has a nearly quadrangular shape, the grid has been defined as nearly uniform and orthogonal (Fig. 4). The grid has 258 latitudinal and 282 longitudinal cells and 20 sigma layers. The averaged cell size is ~ 350 m.

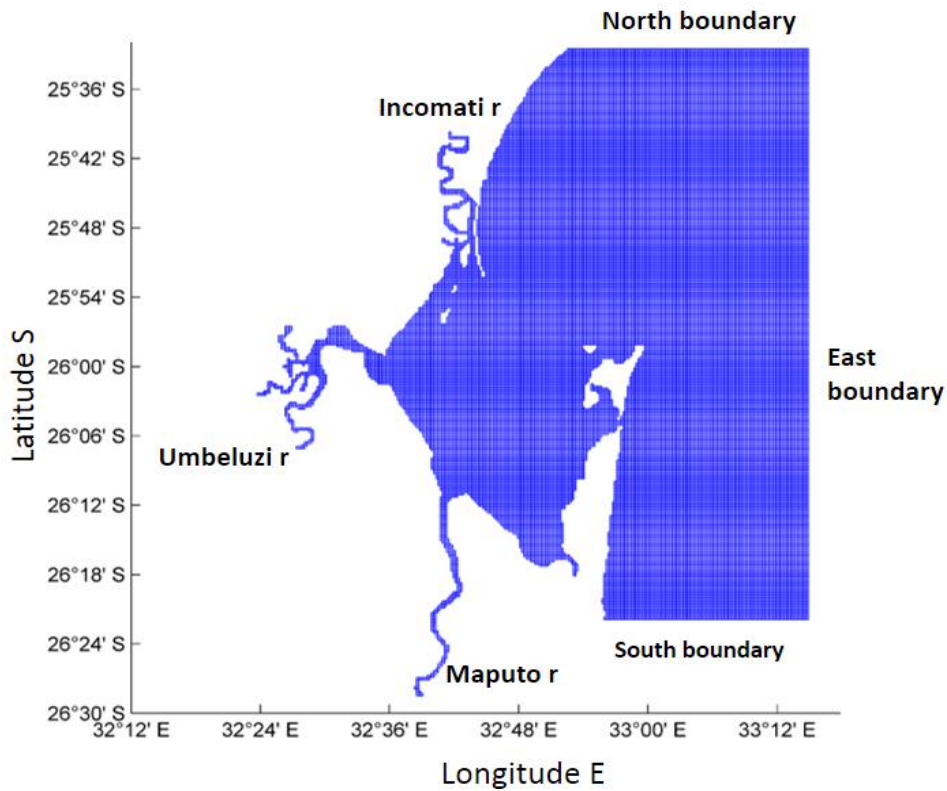


Fig. 4. The grid of Maputo Bay model, with indications of the ocean boundary and freshwater inputs

The model was calibrated adjusting the model parameters in order to obtain reliable results when compared with observations (HSU *et al.*, 1999) and validated, with model outputs being tested against observations other than the ones used for calibration (REFSGAARD *et al.*, 1998), without the change of any parameter. The process of calibration and validation, when satisfactorily achieved, allows the use of the model as a tool to investigate the hydrodynamic processes (e.g. Fernandes *et al.*, 2002; Seiler *et al.*, 2020; Siegle *et al.*, 2019).

The calibration process consisted in the comparison of the observed and simulated water levels and phase at the Port of Maputo for the period of 8 to 29 of February, 2016. Runs for the calibration started 20 days before the observations period for the model warming up. The tuning parameters were the bottom roughness (Chézy), the horizontal eddy viscosity, and the eddy diffusivity. After each run, the model results were compared with the observations and the performance was assessed using the mean error (ME), root mean squared error

(RMSE) and the Willmott's skill parameter (WILLMOTT *et al.*, 1985; WILLMOTT, 1981), given by :

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^N |O_i - S_i|}{N} \quad (2)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N |O_i - S_i|^2}{N}} \quad (3)$$

$$Skill (S) = 1 - \frac{\sum |S_i - O_i|^2}{\sum (|S_i - \bar{O}_i| + |O_i - \bar{O}_i|)^2} \quad (4)$$

respectively, where S_i and O_i are the simultaneous simulated and observed data. The over bar indicates the mean. The skill parameter ranges between 0 and 1 indicating the complete disagreement and complete agreement, respectively, between simulation and observation. Skill values higher than 0.5 are considered very good, and excellent if > 0.65 (ALLEN; SOMERFIELD; GILBERT, 2007).

After the trials simulations (> 15), the parameters that resulted in the best comparison with observations were Chézy = 55, eddy viscosity = $1 \text{ m}^2/\text{s}$, and eddy diffusivity = $10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$, with barotropic time step of 1 minute. Once calibrated, we run other simulations for validations purposes. These simulations aimed to compare the water level for the period of 9 to 21 of June, 2015 at the Port of Maputo, and also for the three periods of currents time series. Again, the simulation started 20 days before the observation periods for the model warning up. Water level comparison between observations and simulations for the calibration and validation runs are presented in Fig. 5. Comparisons of currents for the C3 time-series, the longest one, are presented in Fig. 6. RMSE and skill parameter are presented in Table 1. We also compared the tidal harmonic constants from the observations and simulations (Table 2). The harmonic analysis was performed on the synoptic period of the calibration time-series, using the T-Tide package (PAWLOWICZ; BEARDSLEY; LENTZ, 2002).

Despite the shortness of field data, appropriate validation results give us confidence in the model to investigate the hydrodynamics of the bay.

Table 1. Root mean squared error (RMSE) and Willmott's skill parameter calculated for the calibration and validation periods for water level and currents

	ME	RMSE	Willmott's Skill
Calibration (level)	-	0.17	0.99
Validation (level)	-	0.22	0.97
C1-u	0.06	0.08	0.96
C1-v	0.03	0.05	0.91
C2-u	0.04	0.05	0.90
C2-v	0.05	0.06	0.96
C3-u	0.12	0.14	0.96
C3-v	0.11	0.13	0.94

Table 2. Comparison between tidal constituents calculated from the observed and modeled time series from 8 to 29 of February, 2016. Amplitude (a) and Phase (θ)

Constituent	Parameter	Observed	Modeled	Obs. – Mod.
M2	a (m)	0.94	0.94	0
	θ ($^{\circ}$)	129	123	6
S2	a (m)	0.63	0.64	0.01
	θ ($^{\circ}$)	178	184	-6
O1	a (m)	0.02	0.02	0
	θ ($^{\circ}$)	35	15	20
K1	a (m)	0.03	0.04	0.01
	θ ($^{\circ}$)	288	278	10

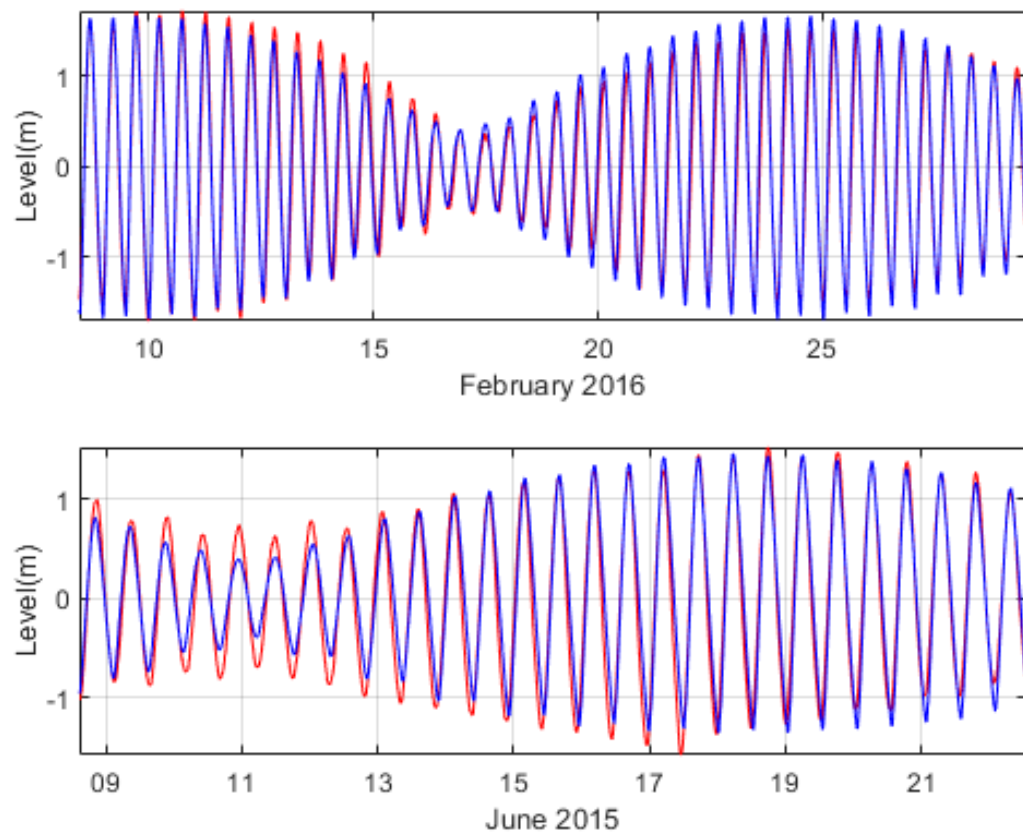


Fig. 5 . Comparison between observed (red) and simulated (blue) water level at Port of Maputo for the calibration and validation runs

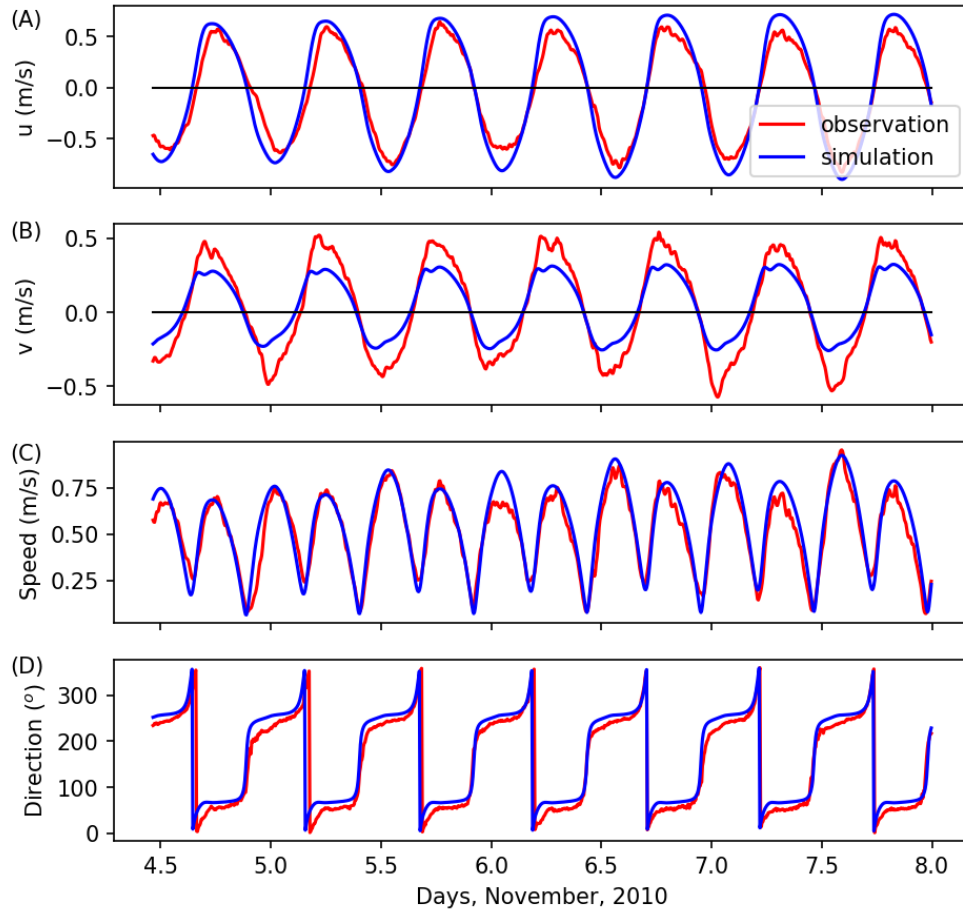


Fig. 6. Comparison between observed (orange) and simulated (blue) cartesian components of the velocity u (A) and v (B), as well as the current speed (C) and direction (D) at C3 (see Fig. 1)

2.5 Simulated scenarios

Our modeling approach focused on the main modal forcings acting on the hydrodynamics of the bay, as summarized in Table 3. We apply a basic scenario forced only by tides, defined as scenario A. Based on this background condition; we include the mean annual river discharge in scenario B. In scenario C, we increase the river discharge to the monthly maximum river discharge. Also based on C we include two dominant wind conditions in the experiments, with winds from North in scenario D and from SE in scenario E. In scenario F, we aimed to analyze the effects of tides and SE winds only, removing the river discharge and inflicting the dominant wind (SE) with the double of its mean speed.

Table 3. Scenarios applied in the numerical modelling experiments

Scenario	Tides	River Discharge	Wind
A	Yes	No	No
B	Yes	200 m ³ /s	No
C	Yes	400 m ³ /s	No
D	Yes	400 m ³ /s	2,5 m/s from N
E	Yes	400 m ³ /s	2,5 m/s from SE
F	Yes	No	5 m/s from SE

Each scenario was simulated for a period of two months. From the model calibration, we assessed the time series of water level, currents and salinity during the simulations at different points of the mesh. In order to reach equilibrium conditions, a modelled period of approximately 3 days is needed for water level and currents, while for salinity the simulation needs to cover a period of around 20 days to become steady. For the calculations of residual currents, the last 15 days of the simulations have been used. The residuals were calculated by the time averaging over 25 hours time windows at the neap and spring tidal phase. The residual currents were calculated for the cross-section at the entrance of the bay (Fig. 1d) for all scenarios. The cross-section is approximately 18 km long and has its extremities at the Incomati River (A, Fig. 1) and Portuguese Island (A', Fig. 1). The analysis of the cross-section results excludes its shallow extremities, resulting in ~13 km long transects, encompassing approximately 25 grid points. Results include the analysis of differences in the velocity components between each Scenario when compared to Scenario A, for each tide condition. This comparison generates the anomalies in the cross-section and allows the analysis of the relative influence of each forcing.

2.6 Results

The depth-averaged residual flows at neap and spring tide conditions are presented in Figures 7 to 12, for the modeled scenarios A to F, respectively. To help the visualization the matrix results were reduced by 1/3 and all diagrams used the same vector scale. The current speed is presented by the color shades. The speed color scales are the same for all figures, although they differ between the neap and spring tide conditions. The main results obtained from the analysis of these figures are:

- a) The patterns of residual currents are complex, with higher complexity observed during spring tides. However, there are more noticeable differences among the scenarios at neap tide, with spring tide scenarios being more similar when compared;
- b) Spring tide residual currents are stronger than the ones at neap tide;
- c) The presence of the Incomati River inlet produces a noticeable effect on the western side of the bay's mouth, both at neap and spring tide and for all scenarios. This response is increased with the river discharge. The same is not observed near the two other rivers although the three rivers have been discretized in a similar manner, meaning they have all similar tidal prism;
- d) During spring tides, at the mouth of the bay is observed occupying nearly $\frac{3}{4}$ of the mouth's width. This eddy is coupled with an anti-clockwise eddy, slightly larger, at the outer bay;
- e) There is a longitudinal seawards residual current along the bay (slightly towards the western border) reaching the mouth at the western side and producing a strong horizontal shear with the eddy described above, during spring tides. Although weaker, this current is also observed during neap tides;
- f) The current described in e) nearly separates the inner bay in two halves, with the eastern half presenting's a messy pattern, while in the western half smaller coherent vortices and currents can be observed.

In order to compare and evaluate the differences among the scenarios, Fig. 13 presents the relationship between u and v velocity components of scenarios B to F, compared against the velocity components of scenario A. Scenario F produced the last difference when compared to scenario A, followed by scenario B. All other scenarios produced similar differences when compared to scenario.

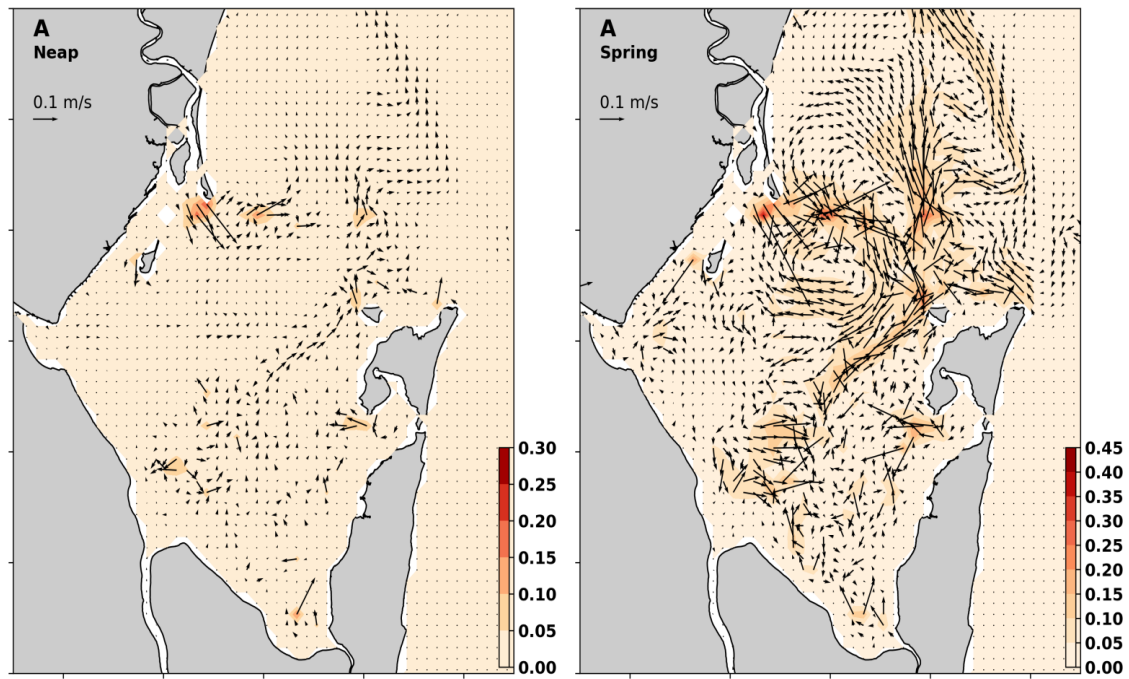


Fig. 7. Depth-averaged residual flow forced only by tides (scenario A) at neap (left panel) and spring (right panel) period

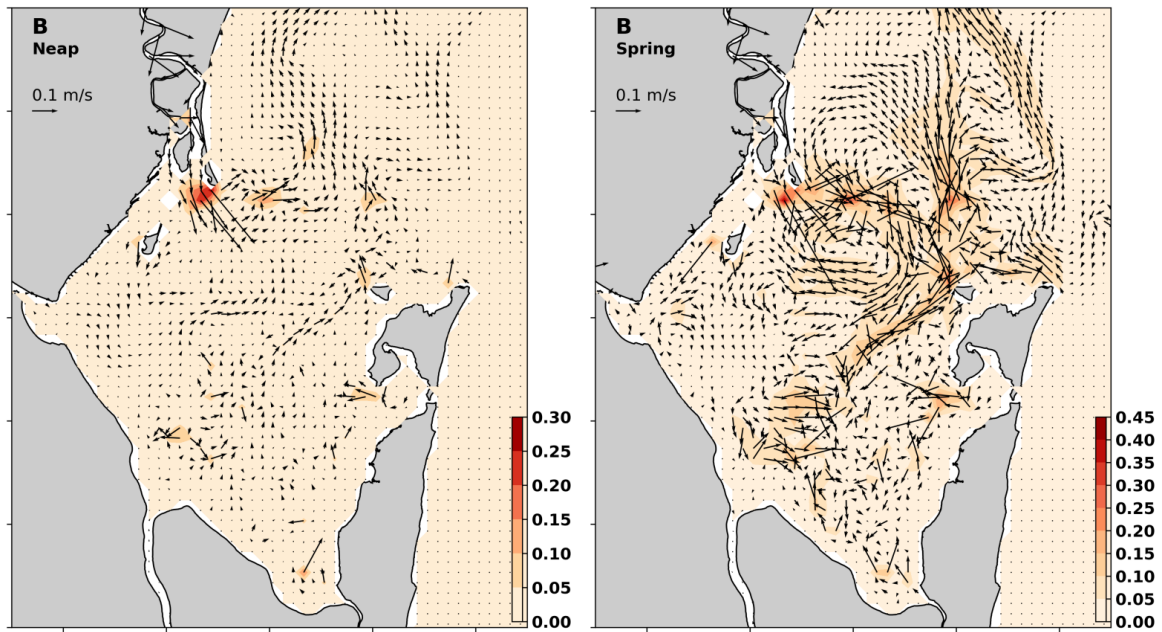


Fig. 8. Depth-averaged residual flow forced by tides and freshwater inflow of 200 m³/s (scenario B) at neap (left panel) and spring (right panel) period

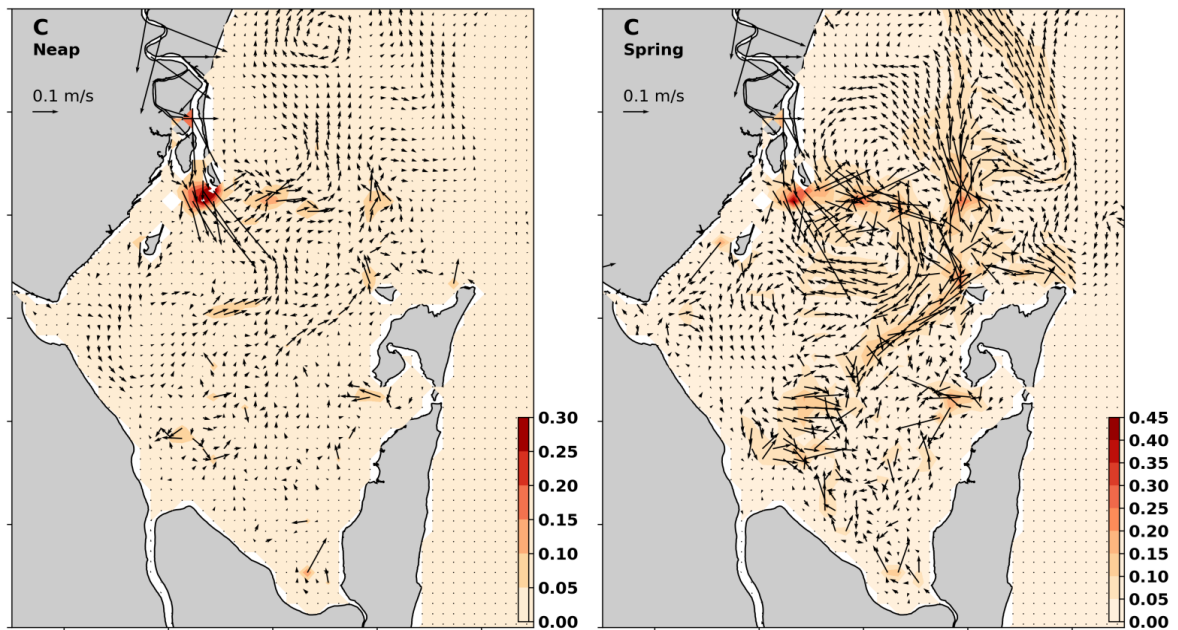


Fig. 9. Depth-averaged residual flow forced by tides and freshwater inflow of 400 m³/s (scenario C) at neap (left panel) and spring (right panel) period

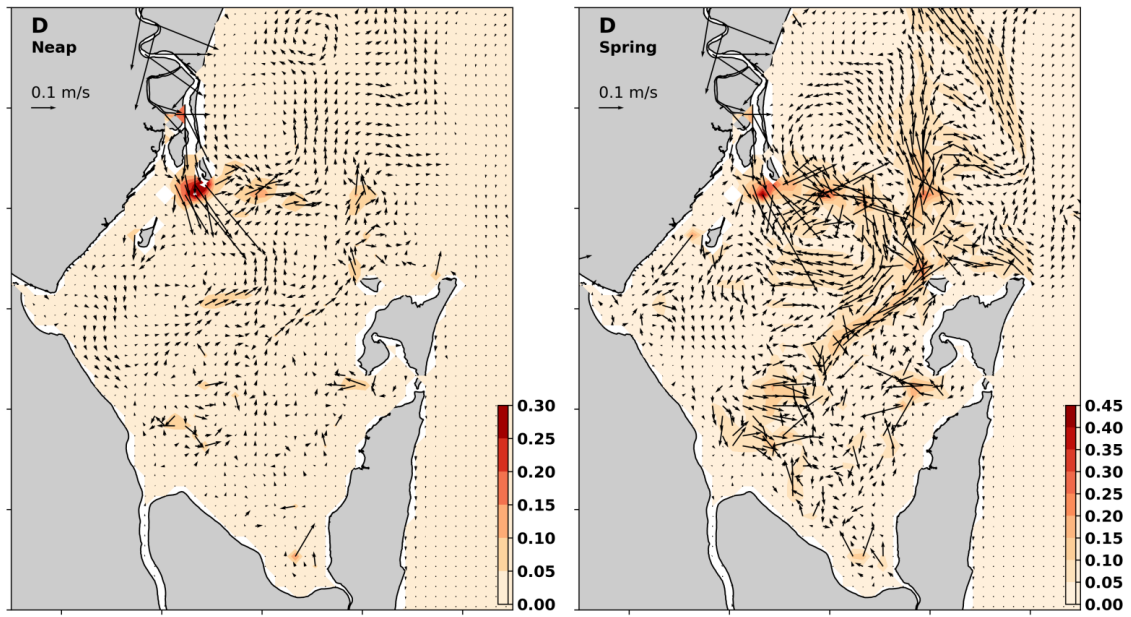


Fig. 10. Depth-averaged residual flow forced by tides, freshwater inflow of 400 m³/s and wind blowing from north with speed of 2,5 m/s (scenario D) at neap (left panel) and spring (right panel) period

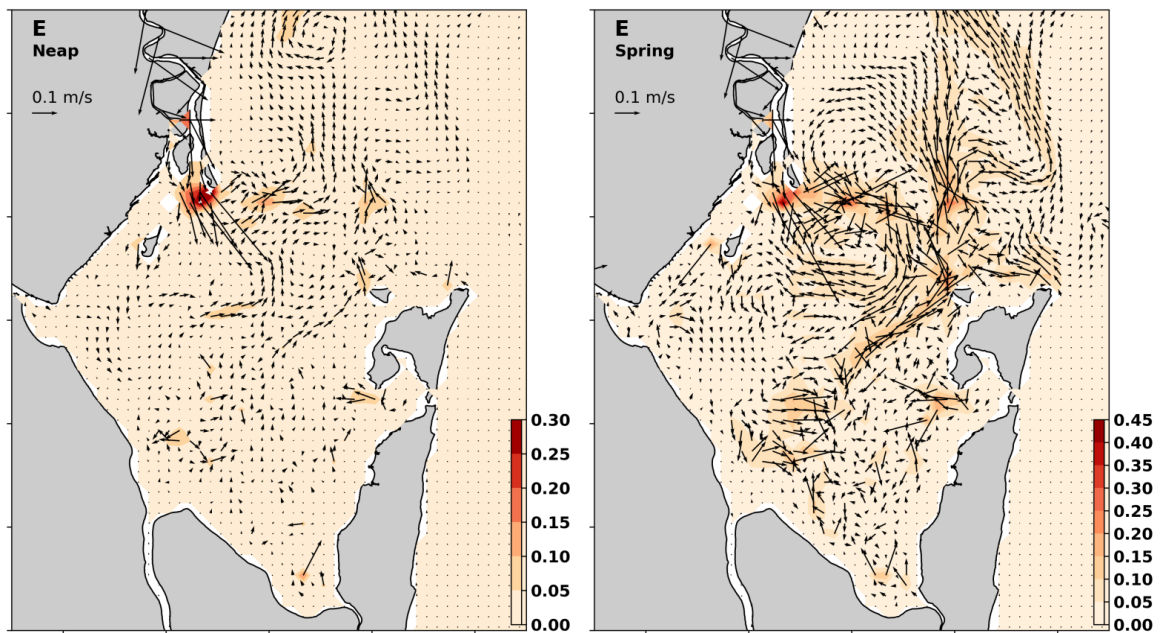


Fig. 11. Depth-averaged residual flow forced by tides, freshwater inflow of 400 m³/s and wind blowing from southeast with speed of 2,5 m/s (scenario E) at neap (left panel) and spring (right panel) period

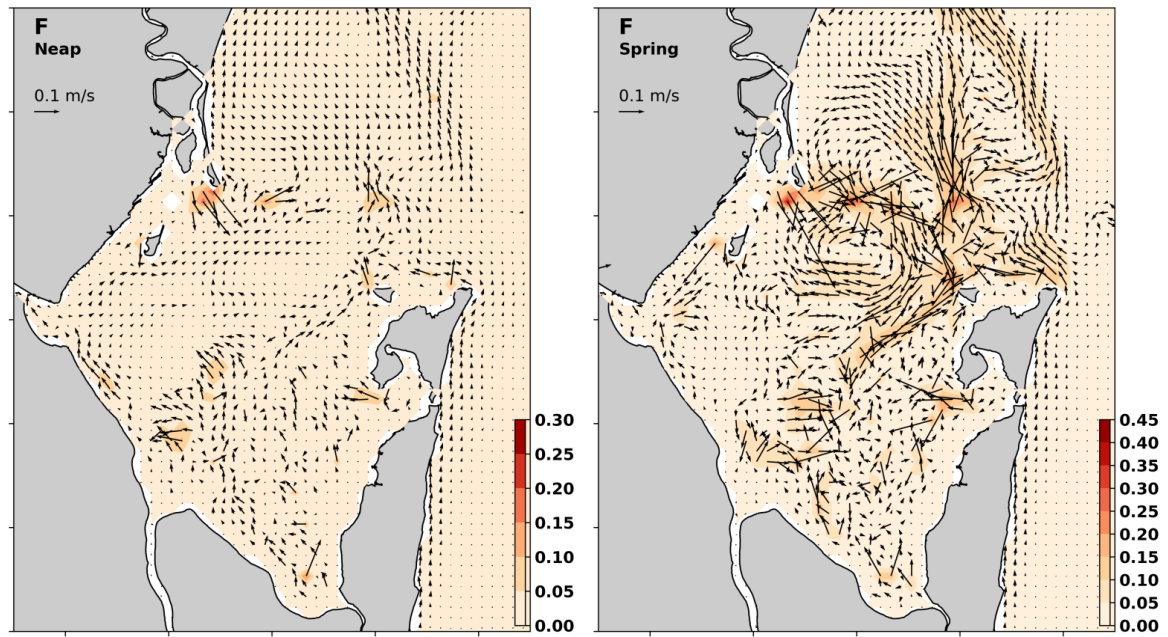


Fig. 12. Depth-averaged residual flow forced by tides and wind blowing from southeast with speed of 5 m/s (scenario F) at neap (left panel) and spring (right panel) period

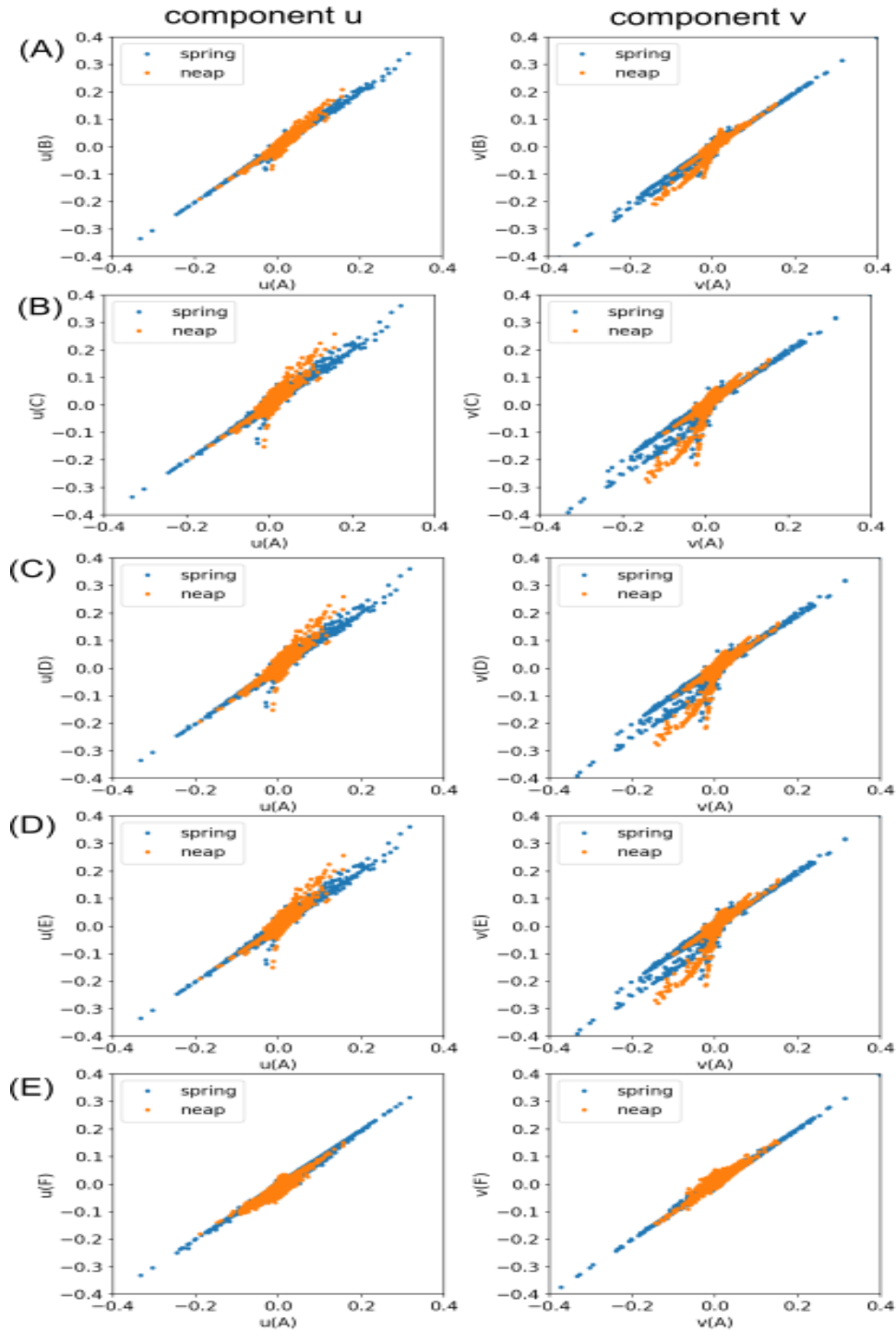


Fig. 13. Relationship between the velocity components u (L-W, at left) and v (N-S, at right) between the scenarios B-F to the respective components of scenario A

Fig. 14 present the residual currents at the bay's mouth cross-section (A-A' in Fig. 1). The main results from Fig. 14 emphasize the subtle differences among the scenarios at spring tide, as shown for the depth-averaged circulation previously described. On the other hand,

there were noticeable differences at neap tide. The results from scenarios B, C, D and E, with fresh water inflow, show a vertically sheared pattern, with seawards flow at the top layer and landward flow at the bottom layer, while the other two scenarios, A and F, show a laterally sheared pattern, in the same manner of all spring tide scenarios.

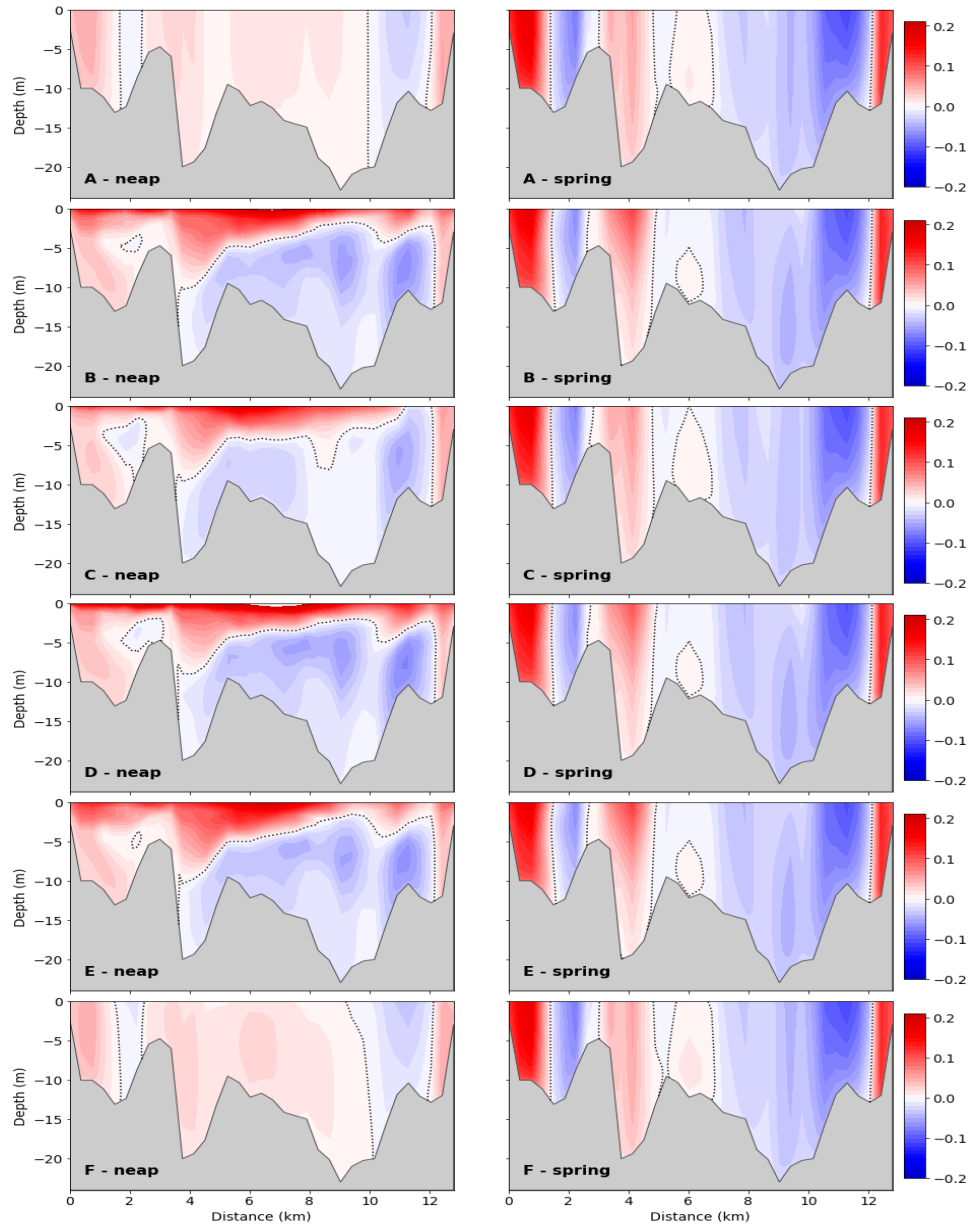


Fig. 14. Cross-sectional (A-A' at Fig. 1, looking seawards) residual flow for the scenarios A-F (Table 3) at neap (left panels) and spring (right panels) tide. Positive (red shades) values mean flow seawards

2.7 Discussion

Based on numerical experiments, we assess the main driving forces that control the residual circulation of the Maputo Bay. Such assessments are essential to understand the budgets of scalars in coastal embayment's (LOPES; DIAS, 2007). Our experiments were based on tidal, river and wind modal conditions; however, wind and river discharge are both highly variable in time, and a steady state is never achieved. Even so, the approach allows us to better understand the role of each driving force in the system. Modal conditions have been defined from climatological data of river discharge and winds. This analysis is an initial step into to the investigation of the suspended sediment transport in the bay. The observation of daily satellite images (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>), allows to conclude that the bay's head presenting bands of higher turbidity, with complex patterns in the main body displaying fingers of higher turbidity intermingled with lower turbidity areas, and lower turbidity at the bay's mouth (Fig. 15). This pattern suggest trapping mechanisms which is ultimately controlled by the residual circulation (BURCHARD; SCHUTTELAARS; RALSTON, 2018; DYER, 1995; SCHETTINI *et al.*, 2013; SCHETTINI; MIRANDA, 2010).

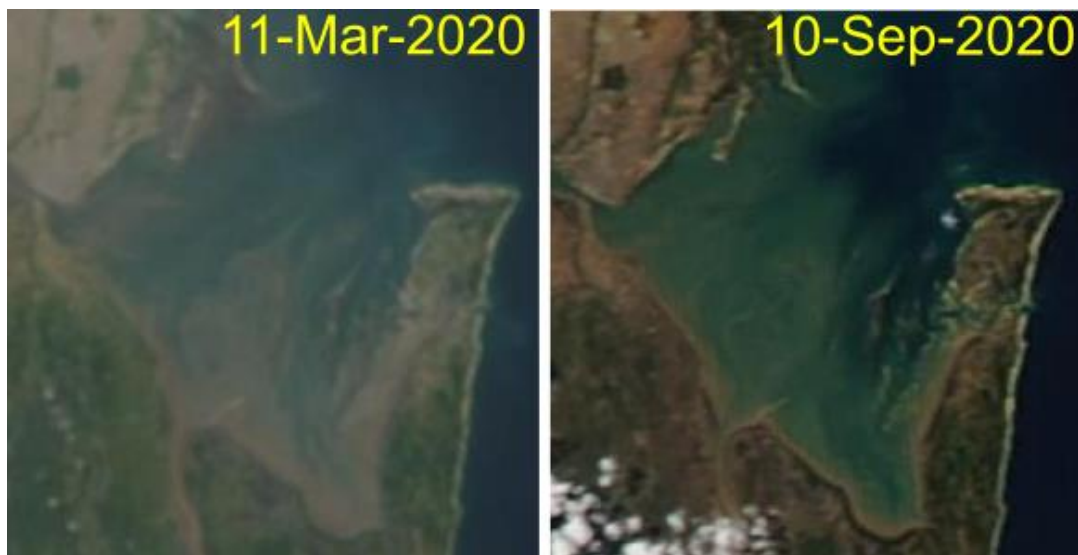


Fig. 15. Representation of suspended sediment distribution in Maputo bay based on real color satellite images (Images available from: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>)

Due to the complex interactions between the forcings, it is not possible to quantify the

relative influence of each variable. However, based on our results we can define tides as being the main driver of the bay's dynamics, followed by river discharge, with winds having a minor contribution. Our analysis does not include the effects of short term high energy events, such as storms, which may change the order of relevance of forcings for short periods (few days).

Tides prevails absolutely during spring tides, which is highlighted by the strong similarity in the results among scenarios. However, the effects of freshwater inflow cannot be neglected during neap tide. Not many differences can be observed from the depth-averaged horizontal residual circulation at neap tide, but they are very evident from the cross-section analysis. The cross-sectional residual flow driven by tides produces laterally sheared flows, even during neap tide. When fresh-water is added, there are no noticeable changes during the spring tide residual flows. However, drastic changes in conditions are observed during neap tides, with the production of a 'classical estuarine circulation', vertically sheared. The top layer flowing seawards and the bottom layer flowing landwards.

The production of estuarine circulation during neap tide has been reported by Lencart e Silva et al. (2010), as a processes occurring during the period of higher river discharge. They explained it in terms of accentuated reduction of tidal stresses during the synodical cycle and also by the seasonal intensification of heat fluxes, which vary in phase with the river discharge. The tidal range varies between 1.3 and 3 m during the synodical cycle, at neap and spring tide, respectively. To scale the relative importance of the freshwater inflow, we can use the flow ratio (DYER, 1973), or the ratio between the volume of freshwater that enters the bay during half-tidal period and the tidal prism. The product between the surface areas and the tidal range can easily estimate the tidal prism. Considering the mean annual river flow ($\sim 200 \text{ m}^3/\text{s}$), the bay's area ($\sim 1,000 \text{ km}^2$) and the neap/spring tidal range, the flow ratio varies between 0,001 and 0,003. This means that the contribution of freshwater is in the order of 1000 times smaller than the tides. The flow ratio is a simple proxy for estuary classification (DYER, 1973), and the value of $\sim 0,001$ suggests well-mixed conditions and does not favor the production of estuarine circulation. However, for the present case even with a small value, the estuarine circulation develops, during neap tides.

Valle-Levinson and Schettini (2016) observed the shift between a tide-dominated spring tide condition, when the cross-sectional residual flow display a laterally sheared flow, to the buoyancy-dominated neap tide condition, when residual flows become vertically

sheared in a tropical shallow and meso-tidal estuary. They scaled the shift by a tidal Froude number (Fr_o), scaled by the ratio between the tidal stresses (evaluated by the amplitude of tidal currents: U_0^2) to the propagation of an internal wave (evaluated by the product $g'H$, where g' is the reduced gravity and H is the scale of the horizontal density contrast). Thereby, Fr_o stands for the competition between tidal stresses (mixing) and baroclinicity (horizontal density gradient). It was applied to other systems (e.g. Ross et al., 2017; Tenorio-Fernandez et al., 2018) and seems to diagnose well this balance. Since the denominator does not vary significantly in the synodical cycle, the main driver is indeed the amplitude of the tidal currents.

Even tide dominated systems with no horizontal density gradients can produce complex patterns of residual flows Li and O'Donnell (2005, 1997) showed, based on analytical and conceptualized numerical models how bathymetry and length can drive variations of the residual circulation across an embayment. For a relatively short system, like the Maputo Bay, the tidal driven residual circulation would be a net outflow through the shallow borders and a net inflow through the deeper central channel. On the other hand, real cases seldom present a simplified geometry. The Maputo Bay presents a relatively 'simple' rectangular shape, but the bathymetry is far more complex. Furthermore, the shoreline is another factor of complexity. A 'simple' case would be an embayment indentation orthogonal to the shoreline, but the Maputo Bay is formed by a bar at its eastern side, and its mouth is towards a sort of gulf, with the eastern bar extending northwards as a shallow. This setting produces quite complex residual current patterns, which we synthesize in Fig. 16. The most interesting feature is the presence of a well-marked clock-wise eddy at the bay's mouth during spring tide. Other weaker and smaller vortices occur in the western side of the bay, and also change throughout scenarios. However, the mouth's eddy is produced in all scenarios. Its presence not only plays an important role in the exchange flow between the bay and the adjacent shelf, but also for the lateral exchange, between the eastern/shallower with the western/deeper parts of the bay. The exact mechanisms that produce this eddy must be further assessed, but here we hypothesize that is mainly due to the shoreline arrange configuration, as we described.

The second most relevant feature is the presence of residual seawards current that run along the bay from the head to the eastern edge of the bay's mouth. Differently from the large eddy, this current is also observed during neap tide, though much weaker than during spring

tide. The mechanism that generated this current seems to be the draining effect of the bay's eastern shallower area. This area presents a complex bathymetry and there is no clear patterns currents. The presence of this current can play an important role in the exportation of suspended sediments as it links the head to the mouth.

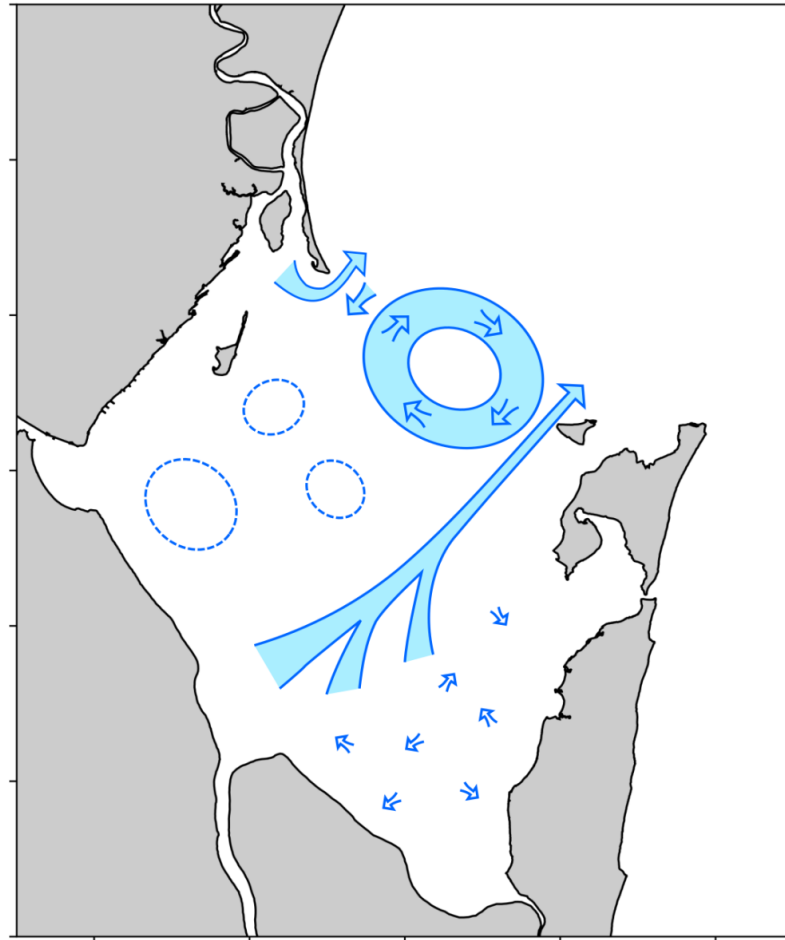


Fig. 16. Synthesis of the residual currents in Maputo Bay. The dashed ellipses indicated weaker and smaller eddies

2.8 Conclusions

Based on the application of a three-dimensional hydrodynamic numerical model, we investigated the role of the tides, river discharge and winds on the residual flows for the Bay of Maputo and the adjacent continental shelf. The bay presents a relatively simple rectangular shape, although its morphology presents complex features. The results from the numerical

experiments highlight specific residual circulation patterns, although following the expected estuarine hydrodynamics. As previously hypothesized, tides play a major role on the bay dynamics and residual flows. The second main driver is the river flow, which can drives the vertically two-layered exchange flow during neap tide. The wind action has negligible effects on the overall dynamics. The systems geometry (coastline, orientation and bathymetry) produces very complex currents across the bay, with the two main features being a clockwise eddy at the mouth and an along-system seaward current linking the head to the mouth.

Aknowledgements

This study was partially funded by CAPES (Finance Code 001). Paulo Sigaúque has a CAPES scholarship (88881.131165/2016-01). Eduardo Siegle is CNPq research fellow.

2.9 References

- ACHIMO, M *et al.* Late Weichselian to Holocene Evolution of the Maputo Bay, Mozambique. **Coral Reefs**, [s. l.], v. d, n. July, p. 27–38, 2015.
- ACHIMO, M. **Sedimentology and Geochemistry of the recent sediments in Maputo Bay, Mozambique – Avhandling För Filosofie Docktorexamen (PhD thesis) No 314. Stockholm University, Sweden.** [S. l.: s. n.], 2002.
- AKPINAR, Adem *et al.* Evaluation of the numerical wave model (SWAN) for wave simulation in the Black Sea. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 50–51, p. 80–99, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.09.012>
- ALLEN, J.I. I; SOMERFIELD, P.J. J; GILBERT, F.J. J. Quantifying uncertainty in high-resolution coupled hydrodynamic-ecosystem models. **Journal of Marine Systems**, [s. l.], v. 64, n. 1–4, p. 3–14, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.02.010>
- BASDURAK, Nuvit B.; VALLE-LEVINSON, Arnolando; CHENG, Peng. Lateral structure of tidal asymmetry in vertical mixing and its impact on exchange flow in a coastal plain estuary. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 64, p. 20–32, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.05.005>
- BOER, Willem F De; RYDBERG, Lars; SAIDE, Victor. Tides , tidal currents and their effects on the intertidal ecosystem of the southern bay , Inhaca Island , Mozambique. [s. l.], p. 187–196, 2000.
- BOOIJ, N.; RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 104, n. C4, p. 7649–7666, 1999. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/98JC02622>
- BURCHARD, Hans; SCHUTTELAARS, Henk M.; RALSTON, David K. Sediment Trapping in Estuaries. **Annual Review of Marine Science**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 371–395, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010816-060535>
- CAMERON, W.M. & PRITCHARD, D.W. **Estuaries**. The Seaed. New York, Wiley Interscience: [s. n.], 1963.
- CANHANGA, Sinibaldo; DIAS, João Miguel. Tidal characteristics of Maputo Bay, Mozambique. **Journal of Marine Systems**, [s. l.], v. 58, n. 3–4, p. 83–97, 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.08.001>
- CARBALLO, R; IGLESIAS, G; CASTRO, A. Residual circulation in the Ría de Muros (NW Spain): A 3D numerical model study. **Journal of Marine Systems**, [s. l.], v. 75, n. 1–2, p. 116–130, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.08.004>
- CARNIELLO, L. *et al.* Sediment dynamics in shallow tidal basins: In situ observations, satellite retrievals, and numerical modeling in the Venice Lagoon. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, [s. l.], v. 119, n. 4, p. 802–815, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2013JF003015>
- CHANT, Robert J.; WILSON, Robert E. Secondary circulation in a highly stratified estuary. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 102, n. C10, p. 23207–23215, 1997. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/97JC00685>

CHATZIRODOU, Antonia; KARUNARATHNA, Harshinie; REEVE, Dominic E. Modelling 3D hydrodynamics governing island-associated sandbanks in a proposed tidal stream energy site. **Applied Ocean Research**, [s. l.], v. 66, p. 79–94, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.apor.2017.04.008>

CHEN, Shuisen *et al.* Estimating wide range Total Suspended Solids concentrations from MODIS 250-m imageries: An improved method. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, [s. l.], v. 99, p. 58–69, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2014.10.006>

CHEN, Zhiqiang; HU, Chuanmin; MULLER-KARGER, Frank. Monitoring turbidity in Tampa Bay using MODIS/Aqua 250-m imagery. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 109, n. 2, p. 207–220, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.12.019>

CHENG, Peng; VALLE-LEVINSON, Arnolando. Influence of Lateral Advection on Residual Currents in Microtidal Estuaries. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 39, n. 12, p. 3177–3190, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/2009JPO4252.1>

CHENG, Ralph T.; GARTNER, Jeffrey W. Harmonic analysis of tides and tidal currents in South San Francisco Bay, California. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 21, n. 1, p. 57–74, 1985. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(85\)90006-X](https://doi.org/10.1016/0272-7714(85)90006-X)

CHOU, Yi-Ju *et al.* Three-Dimensional Modeling of Fine Sediment Transport by Waves and Currents in a Shallow Estuary. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 123, n. 6, p. 4177–4199, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2017JC013064>

CONSTANTIN, Sorin; DOXARAN, David; CONSTANTINESCU, Ștefan. Estimation of water turbidity and analysis of its spatio-temporal variability in the Danube River plume (Black Sea) using MODIS satellite data. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 112, p. 14–30, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.11.009>

COSSA, O. *et al.* Modelling cyclonic eddies in the Delagoa Bight region. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 119, p. 14–29, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.03.006>

DAME, R.F.; ALLEN, D.M. Between estuaries and the sea. **Journal of Experimental Marine Biology and Ecology**, [s. l.], v. 200, n. 1–2, p. 169–185, 1996. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0022-0981\(96\)02642-1](https://doi.org/10.1016/S0022-0981(96)02642-1)

DELTARES. 3D/2D modelling suite for integral water solutions-Hydro-Morphodynamics MANUAL. In: [S. l.: s. n.], 2014. p. 210.

DELTARES. **Delft3D Flexible Mesh Suite**. 5. ed. [S. l.]: Deltares, 2019.

DI POLITO, Carmine *et al.* On the Potential of Robust Satellite Techniques Approach for SPM Monitoring in Coastal Waters: Implementation and Application over the Basilicata Ionian Coastal Waters Using MODIS-Aqua. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 8, n. 11, p. 922, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs8110922>

DOXARAN, David; FROIDEFOND, Jean-Marie; CASTAING, Patrice. Remote-sensing reflectance of turbid sediment-dominated waters Reduction of sediment type variations and changing illumination conditions effects by use of reflectance ratios. **Applied Optics**, [s. l.], v. 42, n. 15, p. 2623, 2003. Disponível em:

<https://doi.org/10.1364/AO.42.002623>

DROOGERS, Peter; BOER, Froukje De; TERINK, Wilco. Water Allocation Models for the Umbeluzi River Basin , Mozambique. [s. l.], v. 31, n. December, p. 66, 2014.

DYER, K.R. **Estuaries:A Physical Introduction**. Second Edied. London: John Wiley & Sons, 1973.

DYER, K.R. Sediment Transport Processes in Estuaries. **Geomorphology and Sedimentology of Estuaries**, [s. l.], v. 53, p. 423–449, 1995.

ELLIOTT, M.; MCLUSKY, D.S. The Need for Definitions in Understanding Estuaries. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 55, n. 6, p. 815–827, 2002. Disponível em: <https://doi.org/10.1006/ecss.2002.1031>

ESPINOZA VILLAR, Raúl *et al.* A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. **Journal of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 44, p. 45–54, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.11.006>

FERNANDES, E. H.L. *et al.* The Patos Lagoon hydrodynamics during an El Niño event (1998). **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 22, n. 11–13, p. 1699–1713, 2002. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00033-X](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00033-X)

FRIEDRICHS, C.T;AUBREY, D.G. Non-linear Tidal Distortion in Shallow Estuaries : a Synthesis8. [s. l.], n. 6784, p. 521–545, 1988. Disponível em: [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0272-7714\(88\)90082-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0272-7714(88)90082-0)

FRINGER, Oliver B. *et al.* The future of coastal and estuarine modeling: Findings from a workshop. **Ocean Modelling**, [s. l.], v. 143, p. 101458, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2019.101458>

GEYER, W. Rockwell; MACCREADY, Parker. The Estuarine Circulation. **Annual Review of Fluid Mechanics**, [s. l.], v. 46, n. 1, p. 175–197, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141302>

GIMILIANI, Giovana Teixeira; FONTES, Roberto Fioravanti Carelli; ABESSA, Denis Moledo de Souza. Modeling the dispersion of endocrine disruptors in the Santos Estuarine System (Sao Paulo State, Brazil). **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 64, n. 1, p. 1–8, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592016072806401>

GREEN, E. P. *et al.* A review of remote sensing for the assessment and management of tropical coastal resources. **Coastal Management**, [s. l.], v. 24, n. 1, p. 1–40, 1996. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/08920759609362279>

HALO, I *et al.* 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**, [s. l.], v. 100, p. 38–53, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.10.015>

HAYES, Miles O. MORPHOLOGY OF SAND ACCUMULATION IN ESTUARIES: AN INTRODUCTION TO THE SYMPOSIUM. *In: GEOLOGY AND ENGINEERING*. [S. l.]: Elsevier, 1975. p. 3–22. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-197502-9.50006-X>

HELLWEGER, F.L. *et al.* Use of satellite imagery for water quality studies in New York Harbor. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 61, n. 3, p. 437–448, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.06.019>

HILLGER, Don *et al.* User Validation of VIIRS Satellite Imagery. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 8, n. 1, p. 11, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs8010011>

HOGUANE, A. M.; HILL, A.E.; SIMPSON, J.H.; BOWERS, D.G. **Estuaries**. [S. l.: s. n.], 1999.

HOGUANE, A. M. *et al.* **Diurnal and tidal variation of temperature and salinity in the Ponta Rasa mangrove swamp, Mozambique**. [S. l.: s. n.], 1999. Disponível em: <https://doi.org/10.1006/ecss.1999.0499>

HOGUANE, Antonio Mubango. Perfil Diagnóstico da Zona Costeira de Moçambique. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, [s. l.], v. 7, n. 1, p. 69–82, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.5894/rgci11>

HOGUANE, Antonio Mubango; ANTONIO, Maria Helena Paulo. The Hydrodynamics of the Incomati Estuary – An Alternative Approach to Estimate the Minimum Environmental Flow. *In*: [S. l.: s. n.], 2016. p. 289–300. Disponível em: https://doi.org/10.1007/978-3-319-25370-1_18

HOLMEDAL, Lars Erik; WANG, Hong. Combined tidal and wind driven flows and residual currents. **Ocean Modelling**, [s. l.], v. 89, n. 5, p. 61–70, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.03.002>

HSU, Ming Hsi *et al.* Procedure to calibrate and verify numerical models of estuarine hydrodynamics. **Journal of Hydraulic Engineering**, [s. l.], v. 125, n. 2, p. 166–182, 1999. Disponível em: [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1999\)125:2\(166\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1999)125:2(166))

HUIJTS, K. M.H. *et al.* Lateral entrapment of sediment in tidal estuaries: An idealized model study. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 111, n. 12, 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2006JC003615>

JAY, David A.; SMITH, J. Dungan. Residual circulation in shallow estuaries: 1. Highly stratified, narrow estuaries. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 95, n. C1, p. 711, 1990. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/jc095ic01p00711>

JING, Lou; RIDD, P.V. Modelling of Suspended Sediment Transport in Coastal Areas Under Waves and Currents. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 45, n. 1, p. 1–16, 1997. Disponível em: <https://doi.org/10.1006/ecss.1996.0168>

KELLER, David P.; LEE, Dong Y.; HOOD, Raleigh R. Turbidity Maximum Entrapment of Phytoplankton in the Chesapeake Bay. **Estuaries and Coasts**, [s. l.], v. 37, n. 2, p. 279–298, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s12237-013-9692-2>

KJERFVE, Bjorn; PROEHL, Jeffrey A. Velocity Variability in a Cross-Section of a Well-Mixed Estuary. **Journal of Marine Research**, [s. l.], v. 37, n. 3, p. 409–418, 1979.

LAMONT, T *et al.* Circulation patterns in the Delagoa Bight, Mozambique, and the influence of deep ocean eddies. **African Journal of Marine Science**, [s. l.], v. 32, n. 3, p. 553–562, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.2989/1814232X.2010.538147>

LANGE, Xaver; BURCHARD, Hans. The Relative Importance of Wind Straining and Gravitational Forcing in Driving Exchange Flows in Tidally Energetic Estuaries. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 49, n. 3, p. 723–736, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0014.1>

LENCART E SILVA, J. D. *et al.* Buoyancy-stirring interactions in a subtropical embayment: A synthesis of measurements and model simulations in Maputo Bay, Mozambique. **African Journal of Marine Science**, [s. l.], v. 32, n. 1, p. 95–107, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.2989/18142321003714609>

LESSER, Giles R. G.R. *et al.* Development and validation of a three-dimensional morphological model. **Coastal Engineering**, [s. l.], v. 51, n. 8–9, p. 883–915, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.07.014>

LI, Chunyan; O'DONNELL, James. The Effect of Channel Length on the Residual Circulation in Tidally Dominated Channels. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 35, n. 10, p. 1826–1840, 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/jpo2804.1>

LI, Chunyan; O'DONNELL, James. Tidally driven residual circulation in shallow estuaries with lateral depth variation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 102, n. C13, p. 27915–27929, 1997. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/97JC02330>

LI, Xiaorong; LEONARDI, Nicoletta; PLATER, Andrew J. Wave-driven sediment resuspension and salt marsh frontal erosion alter the export of sediments from macro-tidal estuaries. **Geomorphology**, [s. l.], v. 325, p. 17–28, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.10.004>

LI, Yiping *et al.* Effect of wave-current interactions on sediment resuspension in large shallow Lake Taihu, China. [s. l.], 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s11356-016-8165-0>

LOPES, José Fortes; DIAS, João Miguel. Residual circulation and sediment distribution in the Ria de Aveiro lagoon, Portugal. **Journal of Marine Systems**, [s. l.], v. 68, n. 3–4, p. 507–528, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.02.005>

LYNCH, PATRICK J. Shallow Coastal Waters. **A Field Guide to Cape Cod**, [s. l.], v. 41, n. 3, p. 325–359, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/j.ctv8jp00b.16>

MACIEL, Fernanda P.; SANTORO, Pablo E.; PEDOCCHI, Francisco. Spatio-temporal dynamics of the Río de la Plata turbidity front; combining remote sensing with in-situ measurements and numerical modeling. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 213, p. 104301, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2020.104301>

MARINHO, Chayonn *et al.* Wave regime characterization in the northern sector of Patos Lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. **Ocean and Coastal Research**, [s. l.], v. 68, p. 1–18, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/s2675-28242020068295>

MARKULL, Katrin *et al.* The influence of the Maputo and Incomati rivers on the mixing and outflow of freshwater from Maputo Bay (Mozambique). **Journal of Coastal Research**, [s. l.], v. 70, n. April, p. 580–585, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.2112/SI70-098.1>

MCANALLY, William H. *et al.* Management of Fluid Mud in Estuaries, Bays, and Lakes. II: Measurement, Modeling, and Management. **Journal of Hydraulic**

Engineering, [s. l.], v. 133, n. 1, p. 23–38, 2007. Disponível em: [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2007\)133:1\(23\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:1(23))

MCSWEENEY, Jacqueline M.; CHANT, Robert J.; SOMMERFIELD, Christopher K. Lateral variability of sediment transport in the Delaware Estuary. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 121, n. 1, p. 725–744, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2015JC010974>

MENG, Wei; LIU, Lusan. On approaches of estuarine ecosystems health studies. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 86, n. 3, p. 313–316, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.05.009>

MILLER, Richard L.; MCKEE, Brent A. Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations of total suspended matter in coastal waters. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 93, n. 1–2, p. 259–266, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.07.012>

MILLER, Richard L.; MCKEE, Brent A.; D'SA, Eurico J. Monitoring Bottom Sediment Resuspension and Suspended Sediments in Shallow Coastal Waters. In: REMOTE SENSING OF COASTAL AQUATIC ENVIRONMENTS. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag, 2005. v. 7, p. 259–276. Disponível em: https://doi.org/10.1007/1-4020-3100-9_11

MILLIMAN JD, Meade RH. WORLD-WIDE DELIVERY OF RIVER SEDIMENT TO THE OCEANS. **The Journal of Geology**, [s. l.], v. 91, n. 1, p. 1–21, 1983.

MIRANDA, Luiz *et al.* **Fundamentals of Estuarine Physical Oceanography**. Singapore: Springer Singapore, 2017. (Ocean Engineering & Oceanography).v. 8 Disponível em: <https://doi.org/10.1007/978-981-10-3041-3>

MIRANDA, Luiz B. *et al.* **Princípios de Oceanografia Física de Estuários**. Editora daed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo-EDUSP, 2002.

MOORE, GERALD K. Satellite remote sensing of water turbidity / Sonde de télémessure par satellite de la turbidité de l'eau. **Hydrological Sciences Bulletin**, [s. l.], v. 25, n. 4, p. 407–421, 1980. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/02626668009491950>

MOREIRA, Diego *et al.* Suspended matter mean distribution and seasonal cycle in the Río de La Plata estuary and the adjacent shelf from ocean color satellite (MODIS) and in-situ observations. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 68, p. 51–66, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.08.015>

MOREL, Anclré *et al.* Analysis of variations in ocean color. **Science of the Total Environment**, [s. l.], v. 2010, n. 5, p. 1689–1699, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00343-009-9160-9>

NORMANDIN, C. *et al.* Analysis of Suspended Sediment Variability in a Large Highly Turbid Estuary Using a 5-Year-Long Remotely Sensed Data Archive at High Resolution. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 124, n. 11, p. 7661–7682, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2019JC015417>

OBURA, D.O. *et al.* The Northern Mozambique Channel. In: WORLD SEAS: AN ENVIRONMENTAL EVALUATION. [S. l.]: Elsevier, 2019. p. 75–99. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100853-9.00003-8>

OLSON, D. Rings In The Ocean. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, [s. l.], v. 19, n. 1, p. 283–311, 1991. Disponível em: <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.19.1.283>

PALLARES, Elena; SÁNCHEZ-ARCILLA, Agustín; ESPINO, Manuel. Wave energy balance in wave models (SWAN) for semi-enclosed domains–Application to the Catalan coast. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 87, p. 41–53, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.03.008>

PAVELSKY, Tamlin M.; SMITH, Laurence C. Remote sensing of suspended sediment concentration, flow velocity, and lake recharge in the Peace-Athabasca Delta, Canada. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 45, n. 11, p. 1–40, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2008WR007424>

PAWLOWICZ, Rich; BEARDSLEY, Bob; LENTZ, Steve. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using TDE. **Computers and Geosciences**, [s. l.], v. 28, n. 8, p. 929–937, 2002. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00013-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00013-4)

PEREIRA, Marçal D. *et al.* Hidrodinâmica e transporte de material particulado em suspensão sazonal em um estuário dominado por maré: Estuário de Caravelas (BA). **Revista Brasileira de Geofísica**, [s. l.], v. 28, n. 3, p. 427–444, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2010000300008>

PEREIRA, Marçal Duarte; SCHETTINI, Carlos Augusto França; OMACHI, Claudia Yuki. Caracterização de feições oceanográficas na plataforma de Santa Catarina através de imagens orbitais. **Revista Brasileira de Geofísica**, [s. l.], v. 27, n. 1, p. 81–93, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2009000100007>

PERILLO, Gerardo M.E. Chapter 2 Definitions and Geomorphologic Classifications of Estuaries. In: [S. l.: s. n.], 1995. p. 17–47. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(05\)80022-6](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(05)80022-6)

PETUS, Caroline *et al.* Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 30, n. 5, p. 379–392, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.12.007>

PIANCA, Cássia; MAZZINI, Piero Luigi F.; SIEGLE, Eduardo. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 58, n. 1, p. 53–70, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592010000100006>

POND, S.; PICKARD, G. **Introductory Dynamical Oceanography**. Seconded. [S. l.]: Pergamon Press, 1983.

PRITCHARD, D.W. **Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay Estuarine System**. [S. l.: s. n.], 1952.

PUGH, D.T. **Tides, Surges and Mean Sea -Level**. [S. l.]: Jhon Wiley & Sons, 1996.

REFSGAARD, J. C. *et al.* An integrated model for the Danubian Lowland - methodology and applications. **Water Resources Management**, [s. l.], v. 12, n. 6, p. 433–

465, 1998. Disponível em: <https://doi.org/10.1023/A:1008088901770>

REYNOLDS-FLEMING, Janelle V.; LUETTICH, Richard A. Wind-driven lateral variability in a partially mixed estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 60, n. 3, p. 395–407, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.02.003>

REZA, Mobasheri Mohammad. Assessment of Suspended Sediments Concentration in Surface Waters, Using Modis Images. **American Journal of Applied Sciences**, [s. l.], v. 5, n. 7, p. 798–804, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.3844/ajassp.2008.798.804>

RIS, R C; HOLTHUIJSEN, L. H.; BOOIJ, N. A third-generation wave model for coastal regions: 2. Verification. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 104, n. C4, p. 7667–7681, 1999. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/1998JC900123>

RITCHIE, Jerry C.; ZIMBA, Paul V.; EVERITT, James H. Remote Sensing Techniques to Assess Water Quality. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, [s. l.], v. 69, n. 6, p. 695–704, 2003. Disponível em: <https://doi.org/10.14358/PERS.69.6.695>

ROCHA, M. V. L. *et al.* Análise comparativa entre medições in situ e estimativas numéricas na Praia da Cornélia, Costa da Caparica, Portugal. **Revista da Gestão Costeira Integrada**, [s. l.], v. 12, n. 2, p. 147–157, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.5894/rgci303>

ROSS, Lauren *et al.* Lateral variability of subtidal flow at the mid-reaches of a macrotidal estuary. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 122, n. 9, p. 7651–7673, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2016JC012504>

SAETRE, R; SILVA, A J da. The circulation of the Mozambique channel. *Deep-Sea Res.* **31**, [s. l.], v. 485–508, n. 5, p. 485–508, 1984.

SCARLET, Maria; Bandeira Salomão. **The Maputo Bay Ecosystem**. [S. l.: s. n.], 2020. *E-book*.

SCHETTINI, C. F.; TRUCCOLO, E. **Circulação do baixo estuário do rio Itajaí**. 1. ed. [S. l.]: Univali Editora, 2009.

SCHETTINI, Carlos Augusto França *et al.* Observation of an Estuarine Turbidity Maximum in the Highly Impacted Capibaribe Estuary, Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 64, n. 2, p. 185–190, 2016a. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592016115006402>

SCHETTINI, Carlos Augusto França *et al.* Residual fluxes of suspended sediment in a tidally dominated tropical estuary. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 70, p. 27–35, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.03.006>

SCHETTINI, Carlos Augusto França *et al.* The circulation of the lower Capibaribe Estuary (Brazil) and its implications for the transport of scalars. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 64, n. 3, p. 263–276, 2016b. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592016119106403>

SCHETTINI, Carlos Augusto França; MIRANDA, Luiz Bruner De. Circulation and suspended particulate matter transport in a tidally dominated estuary: caravelas estuary, Bahia, Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 58, n. 1, p. 1–11, 2010.

Disponível em: <https://doi.org/https://doi.org/10.1590/S1679-87592010000100001>

SCHUBEL, J. R. Turbidity Maximum of the Northern Chesapeake Bay. **Science**, [s. l.], v. 161, n. 3845, p. 1013–1015, 1968. Disponível em: <https://doi.org/10.1126/science.161.3845.1013>

SEILER, Lilian *et al.* Three-dimensional hydrodynamic modeling of the Santos-São Vicente-Bertioga estuarine system, Brazil. **Regional Studies in Marine Science**, [s. l.], v. 37, p. 101348, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2020.101348>

SETE, C.; RUBY J.; DOVE, V. **Seasonal Variation Of tides, currents, salinity and temperature along the Coast of Mozambique**. [S. l.: s. n.], 2002.

SHEN, Fang *et al.* Satellite multi-sensor mapping of suspended particulate matter in turbid estuarine and coastal ocean, China. **International Journal of Remote Sensing**, [s. l.], v. 35, n. 11–12, p. 4173–4192, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/01431161.2014.916053>

SIEGLE, Eduardo *et al.* Hydrodynamics and suspended sediment transport in the Camboriú estuary - Brazil: pre jetty conditions. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 57, n. 2, p. 123–135, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592009000200005>

SIEGLE, Eduardo *et al.* Shoreline Retraction and the Opening of a New Inlet: Implications on Estuarine Processes. **Estuaries and Coasts**, [s. l.], v. 42, n. 8, p. 2004–2019, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s12237-019-00635-w>

SIEGLE, Eduardo; ASP, Nils Edvin. Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 55, n. 2, p. 109–120, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592007000200004>

SIGAÚQUE, Paulo J. *et al.* The role of tides, river discharge and wind on the residual circulation of Maputo Bay. **Regional Studies in Marine Science**, [s. l.], v. 4, n. 1, p. 101604, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2020.101604>

SILVA, Emerson Mariano da; BANGA, Nelson Mário; ALVES, José Maria Brabo. Modelagem dos Recursos Eólicos sobre Moçambique Considerando um Cenário de Mudanças Climáticas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, [s. l.], v. 32, n. 1, p. 157–170, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/0102-778632120160815>

SIMPSON, J. H. *et al.* Tidal Straining, Density Currents, and Stirring in the Control of Estuarine Stratification. **Estuaries**, [s. l.], v. 13, n. 2, p. 125, 1990. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/1351581>

SMITH, Grant Alexander *et al.* Introduction of a new friction routine into the SWAN model that evaluates roughness due to bedform and sediment size changes. **Coastal Engineering**, [s. l.], v. 58, n. 4, p. 317–326, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.11.006>

SPEER, P.E.; AUBREY, D.G. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part II: Theory. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 21, n. 2, p. 207–224, 1985. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(85\)90097-6](https://doi.org/10.1016/0272-7714(85)90097-6)

SPENCER, Thomas *et al.* Southern North Sea storm surge event of 5 December 2013: Water levels, waves and coastal impacts. **Earth-Science Reviews**, [s. l.], v. 146, n. December 2013, p. 120–145, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.04.002>

SWALLOW, John C.; SCHOTT, Friedrich; FIEUX, Michèle. Structure and transport of the East African Coastal Current. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 96, n. C12, p. 22245, 1991. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/91JC01942>

SWART, N. C. *et al.* Observed characteristics of Mozambique Channel eddies. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 115, n. C9, p. C09006, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2009JC005875>

TALKE, S.A.; DE SWART, H.E.; SCHUTTELAARS, H.M. Feedback between residual circulations and sediment distribution in highly turbid estuaries: An analytical model. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 29, n. 1, p. 119–135, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.09.002>

TAVORA, Juliana *et al.* The influence of river discharge and wind on Patos Lagoon, Brazil, Suspended Particulate Matter. **International Journal of Remote Sensing**, [s. l.], v. 40, n. 12, p. 4506–4525, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/01431161.2019.1569279>

TENORIO-FERNANDEZ, L.; VALLE-LEVINSON, A.; GOMEZ-VALDES, J. Subtidal hydrodynamics in a tropical lagoon: A dimensionless numbers approach. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 200, p. 449–459, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.11.037>

TIAN, Liqiao *et al.* Assessment of Total Suspended Sediment Distribution under Varying Tidal Conditions in Deep Bay: Initial Results from HJ-1A/1B Satellite CCD Images. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 6, n. 10, p. 9911–9929, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs6109911>

VÆRET, Lars *et al.* Holocene dynamics of the salt–fresh groundwater interface under a sand island, Inhaca, Mozambique. **Quaternary International**, [s. l.], v. 257, p. 74–82, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.11.020>

VALLE-LEVINSON, A. **Contemporary Issues in Estuarine Physics**. 1. ed. [S. l.]: Cambridge University Press, 2010.

VALLE-LEVINSON, Arnaldo. Density-driven exchange flow in terms of the Kelvin and Ekman numbers. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 113, n. C4, p. C04001, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2007JC004144>

VALLE-LEVINSON, Arnaldo *et al.* Residual exchange flows in subtropical estuaries. **Estuaries and Coasts**, [s. l.], v. 32, n. 1, p. 54–67, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s12237-008-9112-1>

VALLE-LEVINSON, Arnaldo; LWIZA, Kamazima M. M. The effects of channels and shoals on exchange between the Chesapeake Bay and the adjacent ocean. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 100, n. C9, p. 18551, 1995. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/95JC01936>

VALLE-LEVINSON, Arnaldo; SCHETTINI, Carlos A.F. Fortnightly switching

of residual flow drivers in a tropical semiarid estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 169, n. 1, p. 46–55, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.12.008>

VALLE-LEVINSON, Arnoldo; SCHETTINI, Carlos A.F.; TRUCCOLO, Eliane C. Subtidal variability of exchange flows produced by river pulses, wind stress and fortnightly tides in a subtropical stratified estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 221, n. March, p. 72–82, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.03.022>

VAZ, Nuno *et al.* The tagus estuary as a numerical modeling test bed: A review. **Geosciences (Switzerland)**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 1–21, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/geosciences10010004>

VIOLA, Cristina N.A. *et al.* Sea wave propagation from offshore to Maputo's coast. Application to longshore sediment transport assessment. **Water Science and Technology**, [s. l.], v. 69, n. 12, p. 2438–2445, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.2166/wst.2014.162>

WALTERS, Roy A.; HESTON, Cynthia. Removing Tidal-Period Variations from Time-Series Data Using Low-Pass Digital Filters. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 12, n. 1, p. 112–115, 1982. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<0112:RTPVFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<0112:RTPVFT>2.0.CO;2)

WANG, Menghua; SON, SeungHyun; HARDING, Lawrence W. Retrieval of diffuse attenuation coefficient in the Chesapeake Bay and turbid ocean regions for satellite ocean color applications. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 114, n. C10, p. C10011, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2009JC005286>

WARD, Sophie L. *et al.* Tidal stream resource characterisation in progressive versus standing wave systems. **Applied Energy**, [s. l.], v. 220, n. March, p. 274–285, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2018.03.059>

WHEELER, Dennis; WILKINSON, Clive. FROM CALM TO STORM: THE ORIGINS OF THE BEAUFORT WIND SCALE. **The Mariner's Mirror**, [s. l.], v. 90, n. 2, p. 187–201, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/00253359.2004.10656896>

WILLIAMS, Jon J.; ESTEVES, Luciana S. Guidance on Setup, Calibration, and Validation of Hydrodynamic, Wave, and Sediment Models for Shelf Seas and Estuaries. **Advances in Civil Engineering**, [s. l.], v. 2017, p. 1–25, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1155/2017/5251902>

WILLMOTT, Cort J. On the validation of models. **Physical Geography**, [s. l.], v. 2, n. 2, p. 184–194, 1981. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/02723646.1981.10642213>

WILLMOTT, Cort J. *et al.* Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 90, n. C5, p. 8995, 1985. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/JC090iC05p08995>

WINANT, Clinton D.; GUTIÉRREZ DE VELASCO, Guillermo. Tidal Dynamics and Residual Circulation in a Well-Mixed Inverse Estuary. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 33, n. 7, p. 1365–1379, 2003. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<1365:tdarci>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<1365:tdarci>2.0.co;2)

YAN, Yuhan *et al.* The Response of Turbidity Maximum to Peak River Discharge in a Macrotidal Estuary. **Water**, [s. l.], v. 13, n. 1, p. 106, 2021. Disponível em:

<https://doi.org/10.3390/w13010106>

YANAGI, T. **Coastal Oceanography**. Tokyo: Koseishakoseikaku, Co., 1989.

YANAGI, Tetsuo. Fundamental study on the tidal residual circulation, II. **Journal of the Oceanographical Society of Japan**, [s. l.], v. 34, n. 2, p. 67–72, 1978. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/BF02108660>

YANG, Gang *et al.* Using 250-M Surface Reflectance MODIS Aqua/Terra Product to Estimate Turbidity in a Macro-Tidal Harbour: Darwin Harbour, Australia. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 10, n. 7, p. 997, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs10070997>

YANG, Xianping *et al.* Suspended sediment concentration mapping based on the MODIS satellite imagery in the East China inland, estuarine, and coastal waters. **Chinese Journal of Oceanology and Limnology**, [s. l.], v. 35, n. 1, p. 39–60, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00343-016-5060-y>

ZAAG, Pieter; VAZ, C. A. Sharing the Incomati waters: cooperation and competition in the balance. **Water Policy**, [s. l.], v. 5, n. 4, p. 349–368, 2003. Disponível em: <https://doi.org/10.2166/wp.2003.0021>

3 AÇÃO DE ONDAS GERADAS REMOTAMENTE NA BAÍA DE MAPUTO

3.1 Introdução

O entendimento da climatologia e distribuição de energia ondas é importante em estudos de hidrodinâmica, transporte de sedimentos em suspensão, erosão e morfologia da zona costeira (MARINHO *et al.*, 2020; PIANCA; MAZZINI; SIEGLE, 2010). Esta é uma região de dinâmica complexa e de forte interação entre vários parâmetros físicos, atuando sinergicamente ou antagonicamente, tais como, o vento, maré e descargas fluviais (ROCHA *et al.*, 2012; SIGAÚQUE *et al.*, 2020).

A baía de Maputo é um ambiente costeiro rodeado de enorme densidade populacional devido às oportunidades para a prática econômica, como pesca, turismo e comércio internacional através do porto de Maputo (ACHIMO, 2002; VIOLA *et al.*, 2014). Ao longo do globo as regiões costeiras tem sido pressionadas com ~ 60 % da população global que vive ao seu redor como resultado de procura de oportunidades e melhores condições de vida (GREEN *et al.*, 1996). A ocupação da costa torna o gerenciamento costeiro necessário, e para isso requer o monitoramento ambiental considerando os parâmetros que controlam a dinâmica costeira, tais como o regime de ondas local (MILLER; MCKEE; D'SA, 2005). A altura significativa de onda (H_s), período de pico (T_p) e direção de propagação da onda são parâmetros importantes na caracterização do clima de onda (MARINHO *et al.*, 2020; PIANCA; MAZZINI; SIEGLE, 2010; ROCHA *et al.*, 2012; SIEGLE; ASP, 2007; VIOLA *et al.*, 2014). As ondas de gravidade na superfície do mar são geradas pelos ventos e a amplitude da onda aumenta com a i) velocidade e duração do vento e ii) e aumento da distância de atuação do vento com a mesma direção, denominada de pista (PIANCA; MAZZINI; SIEGLE, 2010).

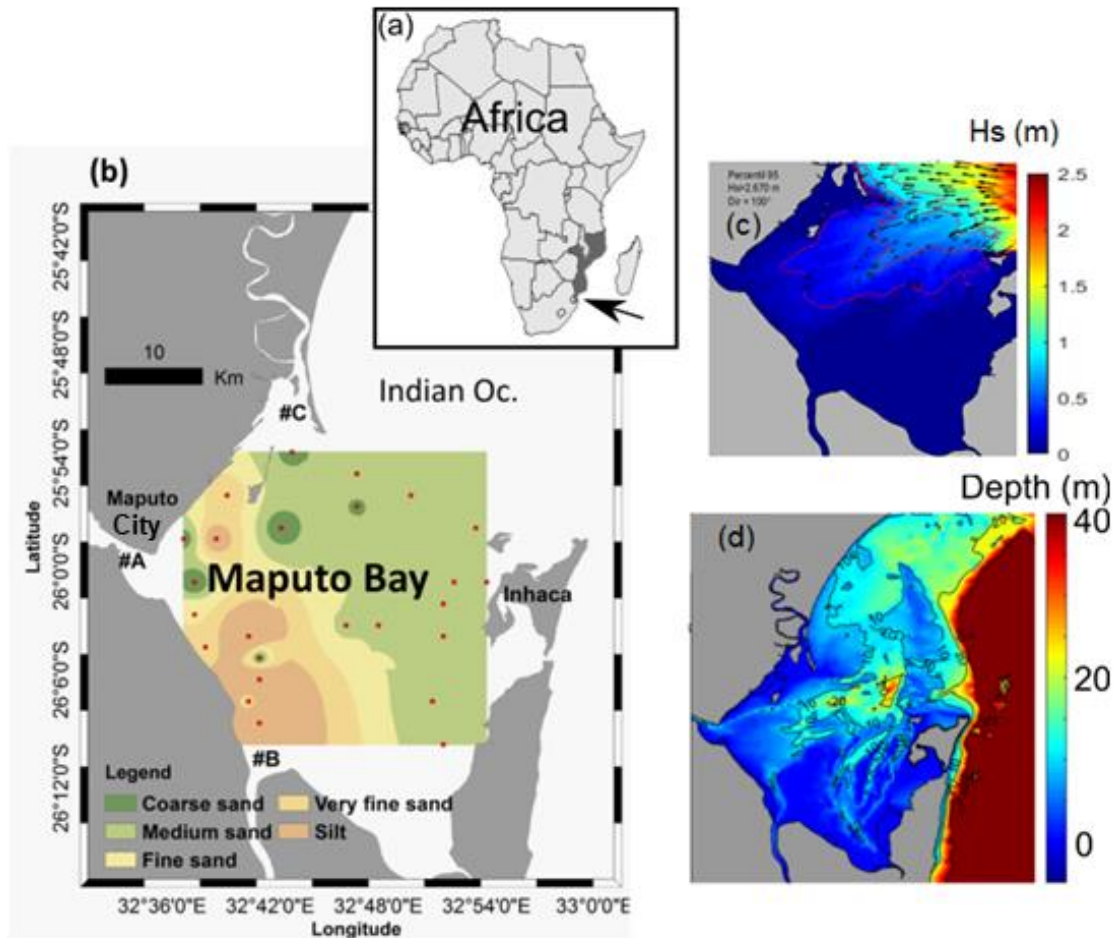
A simulação de ondas com ferramentas de gestão costeira, como o modelo SWAN (DELTARES, 2014), é importante na compreensão de processos costeiros, tais como erosão costeira e transporte de sedimentos (ROCHA *et al.*, 2012). A computação e modelos numéricos têm sido ferramentas importantes em estudos de processos hidrodinâmicos, em particular, estudos sobre correntes residuais, transporte de sedimentos e caracterização de ondas em áreas costeiras (p.ex., GEYER; MACCREADY, 2014; MARINHO *et al.*, 2020;

VAZ *et al.*, 2020). Para o efeito, é necessário que se preste atenção na qualidade de dados medidos em campo para que os resultados do modelo sejam satisfatórios (MARINHO *et al.*, 2020; ROCHA *et al.*, 2012).

Vários pesquisadores tem usado a climatologia de ondas para estudar processos costeiros, por exemplo, Lagoa dos Patos (MARINHO *et al.*, 2020) e costa Espanhola (PALLARES; SÁNCHEZ-ARCILLA; ESPINO, 2014). Estudos dos processos físicos que envolvem os efeitos de ondas de superfície em baías, estuários e offshore são importantes em projetos marítimos e lacustres, canais de acesso, obras offshore e construção de infraestruturas portuárias, transporte de sedimentos (p.ex., SPENCER *et al.*, 2015). No presente caso, o objetivo é estudar os padrões do clima de ondas geradas no oceano que se propagam para o interior da baía de Maputo (Figure 1), e quais as possíveis implicações no transporte de sedimentos em suspensão. Apesar da sua importância, são escassos os dados medidos, existem poucos estudos para caracterização do clima de ondas ao largo da baía de Maputo (VIOLA *et al.*, 2014), bem como, sobre hidrodinâmica local (CANHANGA; DIAS, 2005; HOGUANE, A. M.; HILL, A.E.; SIMPSON, J.H.; BOWERS, 1999; HOGUANE, Antonio Mubango; ANTONIO, 2016; LENCART E SILVA *et al.*, 2010). Devido a esse efeito, este estudo apresenta as características do clima de ondas ao largo da baía de Maputo implementado com o modelo SWAN do Delft3D forçado com dados de reanalise de ECMWF/ERA-Interim, extraídos no ponto (-25.71 S, 33.24 E).

3.2 Área de Estudo

Figure 1 - (a) Localização da baía de Maputo, Moçambique, África. (b) distribuição de tipos de sedimentos de fundo (adaptado de Achimo (2002); os pontos em vermelho representam locais de medição de sedimentos e # A), # B) e #C) representam as desembocaduras dos rios Umbeluzi, Maputo e Incomati, respetivamente. (c) altura significativa no ângulo de incidência igual a 100°. d) batimetria da baía de Maputo



Fonte: O Autor (2021).

3.3 Material e Métodos

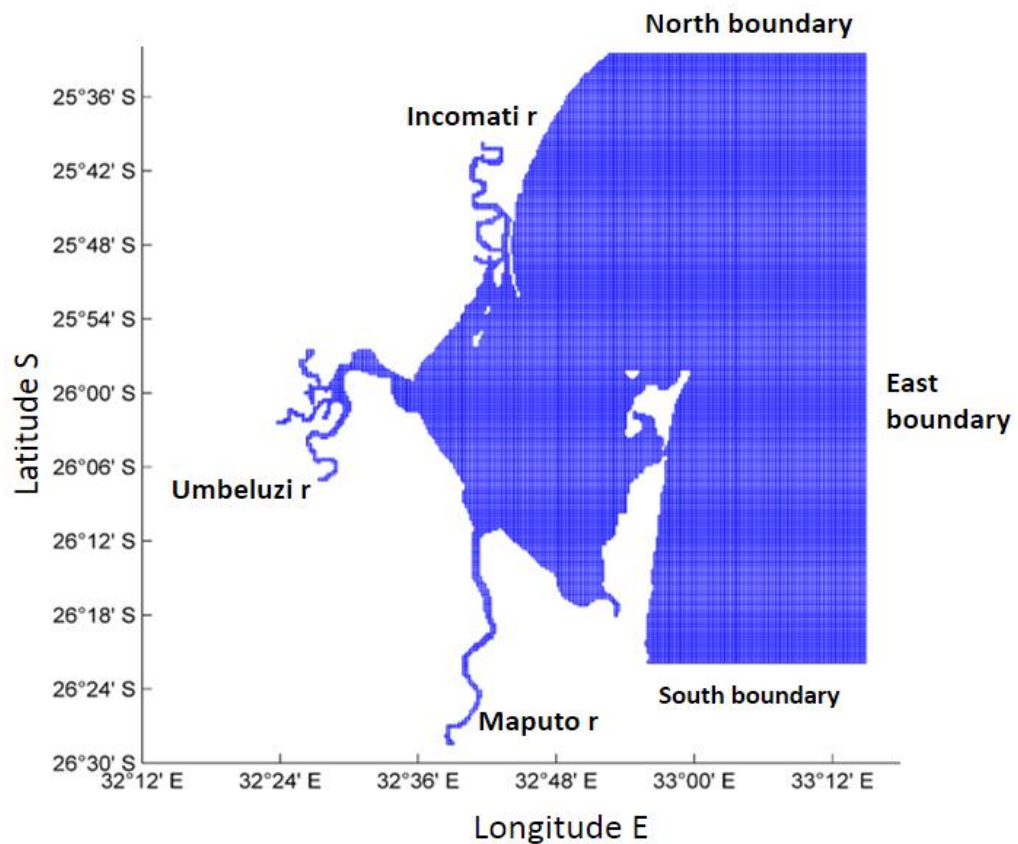
3.3.1 Domínio de modelagem

A linha de costa da área modelada foi obtida pela digitalização de um mosaico de imagens georreferenciadas do Google Earth Pro na escala de $\sim 1:30.000$ (Sigaúque et al., 2020) e cartas náuticas do Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação - INAHINA. A discretização da área de modelagem foi realizada por meio da malha de diferenças finitas (DELTARES, 2019) (Figure 2).

A batimetria foi digitalizada das cartas náuticas do INAHINA-números 16201 e 11101 com escalas de $1:75,000$ (26° S) e $1:850,000$ ($18^\circ 45'$ S) (SIGAÚQUE *et al.*, 2020). Em áreas rasas e alagáveis foram inseridos valores constantes de níveis médios de baixa mar e preamar. A Figure 2 mostra a malha discretizada em diferenças finitas com 258×282 (nos eixos de latitude e longitude) e a batimetria é mostrada na Figure 1 e com detalhes no anexo II.

Os dados para estabelecer o clima de ventos são baseados na reanálise do National Center for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR), extraído em 25.71° S, 33.75° E. A Figure 2 mostra as fronteiras abertas aplicadas no modelo de ondas SWAN. O ERA-Interim é um modelo global Europeu de reanálise atmosférica criado para estudos climáticos.

Figure 2- Domínio da grade da Baía de Maputo. A grade foi discretizada por diferenças finitas com 258 x 282 células, com um total de 72756 pontos de cálculo



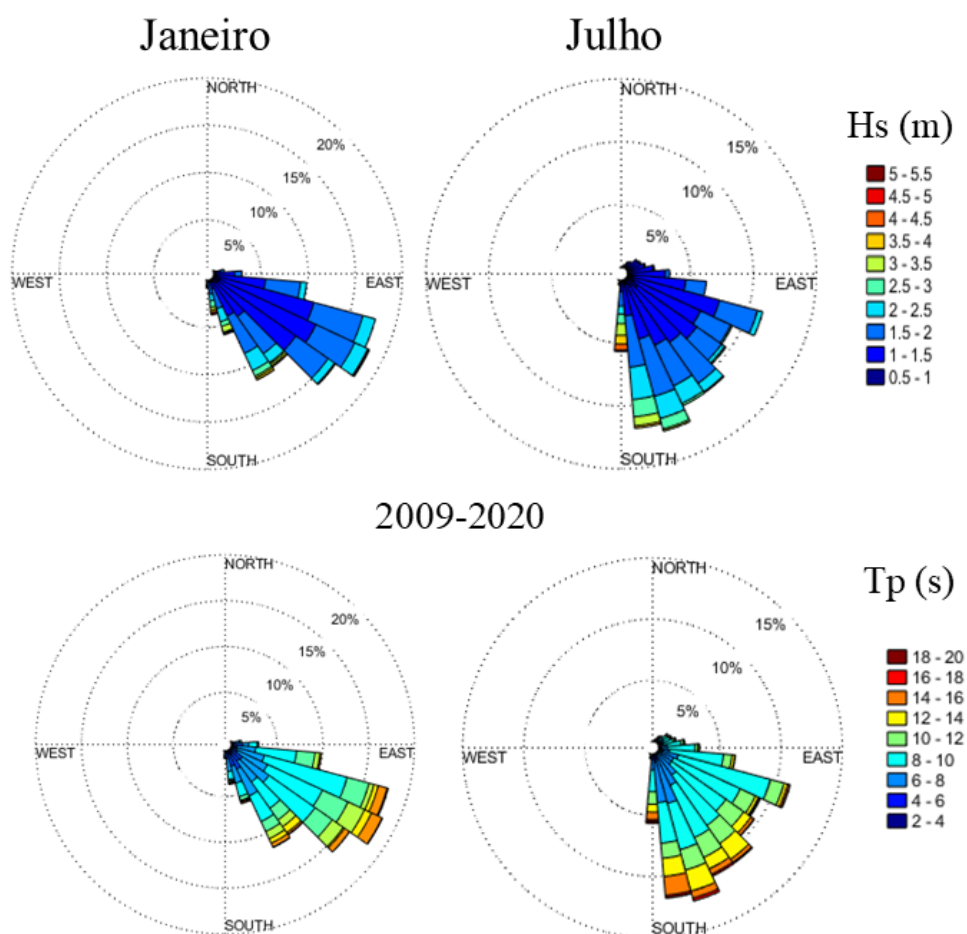
3.4 Condições de fronteira

Foram utilizados dados extraídos dos produtos de reanálise do ERA-Interim/ European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (*ECMWF*) /ERA com resolução espacial de *ECMWF* é de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Do modelo global do ERA-Interim foi extraída a série temporal de 11 anos (2009-2020) com intervalo de amostragem de 1 hora (<https://cds.climate.copernicus.eu/>). A série é composta por alturas significativas de onda (H_s), período de pico (T_p) e direção de propagação e foi extraída no ponto (25.71° S, 33.24° E).

A Figure 3 mostra o diagrama de ocorrência direcional de H_s e T_p referentes ao ponto (25.71° S, 33.24° E). Os meses de Janeiro e Julho mostrados na **Erro! Fonte de referência não encontrada.** foram escolhidos como representativos para o verão (Janeiro) e inverno

(Julho). Há maior predominância de energia de onda vinda da direção E-SE (90 a $\sim 135^\circ$) para ambos os meses, com alturas significativas predominando entre 1,5 e 2 m e alturas acima de 4 m ocorrendo de forma ocasional. Predominam períodos de pico entre 8 e 10 s.

Figure 3 - Diagrama de altura significativa de onda e período de pico representativos para o verão (Janeiro) e Inverno (Julho). A série temporal foi extraída do modelo do *ECMWF/ERA-Interim* (2009 -2020) para a fronteira do modelo de ondas da baía de Maputo no ponto (25,71° S; 33,24° E)



Para a caracterização da propagação de ondas na plataforma continental adjacente e no interior da baía de Maputo foram considerados dois parâmetros estatísticos: mediana (percentil P_{50}) e o percentil P_{95} . O P_{95} representa a probabilidade de ocorrência de eventos extremos como tempestades e a mediana é um valor de probabilidade média de ocorrência de certo valor para um determinado parâmetro. Os valores representativos de P_{50} e P_{95} para as alturas significativas para o período analisado foram de 1,46 m e 2,67 m, respetivamente. Para

o período de pico, para ambos os casos o valor foi de $T_p = 8$ s. Os valores de P_{50} e P_{95} foram aplicados na fronteira aberta para simulações com o SWAN.

Foram realizadas 20 simulações atemporais com ângulos de incidência entre 0 e 180° em intervalos de direção de 20° (Tabela 2). Uma simulação atemporal é quando aplicamos uma condição de contorno constante no tempo para avaliar o efeito desta condição na malha. Para a análise dos resultados quatro parâmetros foram considerados: velocidades orbitais de fundo, força induzida por ondas, período e altura significativa.

Tabela 2 - Cenários aplicados ao modelo de onda Swan. As direções são referenciadas de Norte (0) a Sul (180)

Ordem	Dir. (°)	T_p (s)	Hs (m)	
1	0	8	1,46	2,67
2	20	8	1,46	2,67
3	40	8	1,46	2,67
4	60	8	1,46	2,67
5	80	8	1,46	2,67
6	100	8	1,46	2,67
7	120	8	1,46	2,67
8	140	8	1,46	2,67
9	160	8	1,46	2,67
10	180	8	1,46	2,67

3.5 Descrição do modelo

Neste estudo foi aplicado o modelo de geração de onda de terceira geração, SWAN (Simulating Waves Nearshore), desenvolvido pela Delft University of Technology com a finalidade de definir a distribuição de energia da onda entre a baía de Maputo e plataforma continental adjacente.

O SWAN (<http://swanmodel.sourceforge.net/>) calcula ondas geradas pelo vento em regiões costeiras e águas interiores (AKPINAR *et al.*, 2012; BOOIJ; RIS; HOLTHUIJSEN, 1999; RIS; HOLTHUIJSEN; BOOIJ, 1999). O modelo resolve numericamente a equação de balanço de ação espectral que inclui efeitos de geração de onda pela ação do vento, propagação, interação entre ondas, refração e dissipação (DELTARES, 2014; PALLARES;

SÁNCHEZ-ARCILLA; ESPINO, 2014) para determinada topografia do fundo, campo do vento, elevação de nível e correntes de águas profundas, intermediárias e rasas. A integração da equação de balanço do SWAN é feita por esquema de diferenças finitas (AKPINAR *et al.*, 2012).

3.6 Resultados

3.6.1 Alturas significativas

As alturas máximas de ondas em um determinado período podem ser importantes para avaliar a instalação de infraestruturas marítimas, tais como instalação de portos e plataformas de perfuração para pesquisas petrolíferas e o seu padrão pode mudar em condições atmosféricas severas (SIEGLE; ASP, 2007).

As alturas significativas foram simuladas para a plataforma adjacente e em detalhe para o interior da baía de Maputo. As alturas significativas originadas pelas condições ilustradas na Tabela 2 são apresentadas da Figure 4 à Figure 7 para o interior da baía de Maputo, como forma de avaliar a sua distribuição no interior da baía e o seu impacto na circulação. Os resultados da plataforma adjacente são ilustrados no Anexo III. As barras de cores são similares em todas as figuras, porém com variações de 0 a 1,5 m para mediana ($H_s = 1,46$, painel à esquerda nas figuras) e de 0 a 2,5 m para o caso de simulações com $H_s = 2,67$ m (painel à direita).

Dos resultados obtidos pode-se constatar que:

- i. Os padrões de alturas significativas são similares em todas as simulações. Os valores simulados com $H_s = 2,67$ m são cerca de 60% maiores do que os simulados com $H_s = 1,46$ m, em todos os cenários (Tabela 2);
- ii. A Tabela 3 mostra os valores máximos e médios de H_s com ângulos de incidência de 0 a 180°. As alturas significativas máximas são de 1,44 e 2,39 m e correspondem a direção igual a 100° (ESE) e os mínimos na direção igual a 180° (S) com valores de 0,61 e 1,09 m. O aumento da energia da onda foi do ângulo de incidência igual a 0 até 100°;
- iii. A Tabela 3 mostra que houve diminuição da energia da onda entre 100° e 180°;

- iv. Os padrões de distribuição de alturas significativas e direções de propagação foram similares para todos os cenários, com prevalência de ondas direções de propagação de Leste a Sul e centrados entre SSE;
- v. A Figure 7 apresenta os padrões de alturas significativas ao largo da baía em condições de eventos de maior energia. Verifica-se que para eventos de com P_{50} houve maior energia de propagação da altura significativa, principalmente entre 80 e 140° de direção.

Tabela 3 - Valores máximos, médios e desvio padrão de altura significativa (H_s) obtida pelo SWAN para o interior da baía de Maputo

Dir. (°)	Hs (m)					
	P_{50}			P_{95}		
	Max.	Média	Desv.	Max.	Média	Desv.
0	0,80	0,15	0,19	1,39	0,24	0,31
20	1,05	0,20	0,25	1,78	0,30	0,40
40	1,24	0,23	0,29	2,09	0,34	0,46
60	1,35	0,24	0,32	2,25	0,34	0,49
80	1,41	0,23	0,32	2,35	0,34	0,50
100	1,44	0,21	0,30	2,40	0,31	0,48
120	1,40	0,17	0,26	2,35	0,27	0,43
140	1,25	0,13	0,20	2,17	0,21	0,35
160	0,96	0,08	0,14	1,72	0,14	0,25
180	0,61	0,04	0,08	1,09	0,08	0,14

Figure 4 - Alturas significativas forçadas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 0 a 60° , $H_s = 1,46 m$ (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67 m$ (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa

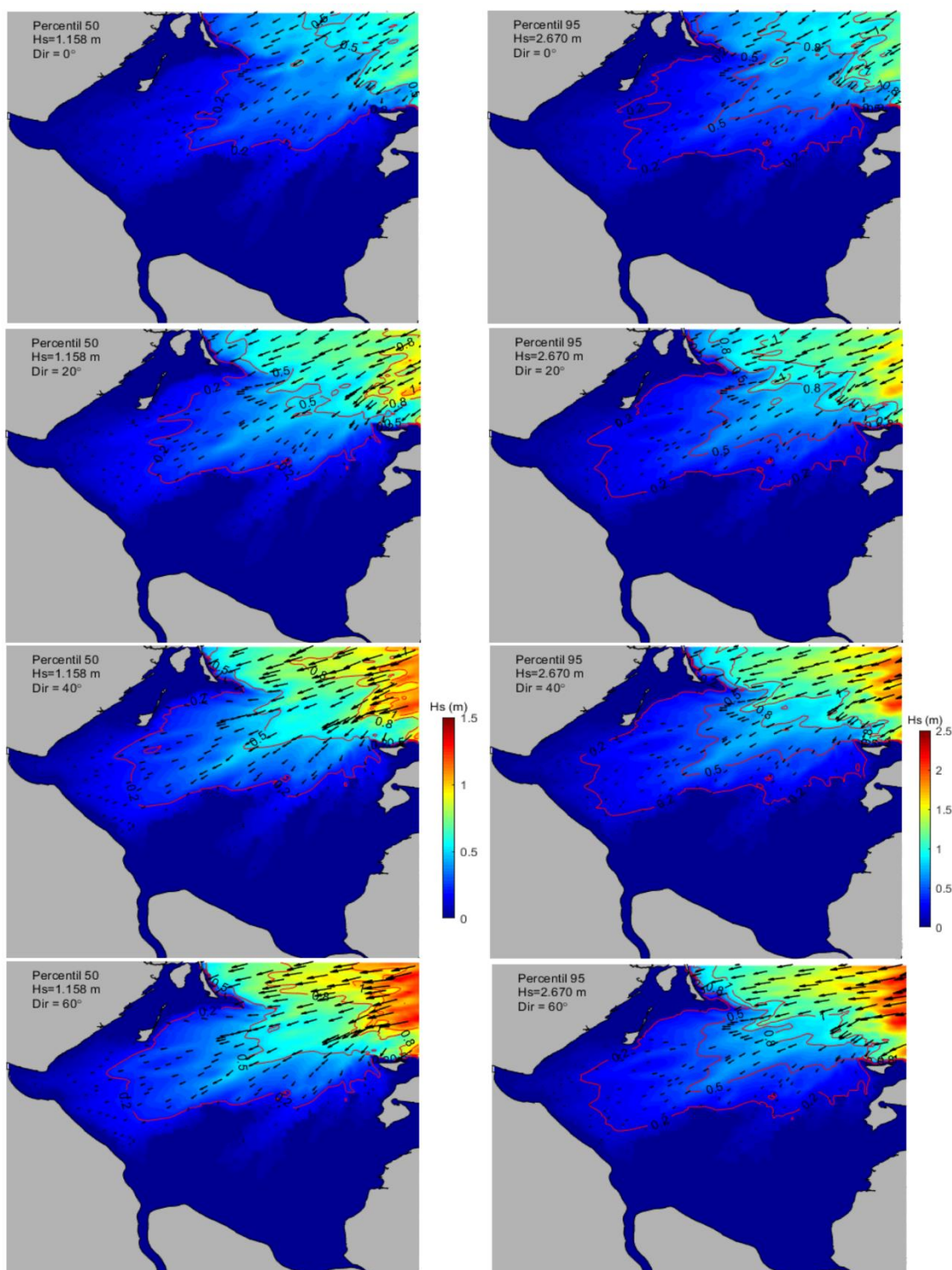


Figure 5 - Alturas significativas forçadas com $T_p = 8$ s, ângulos de incidência de 80° a 120° , $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa

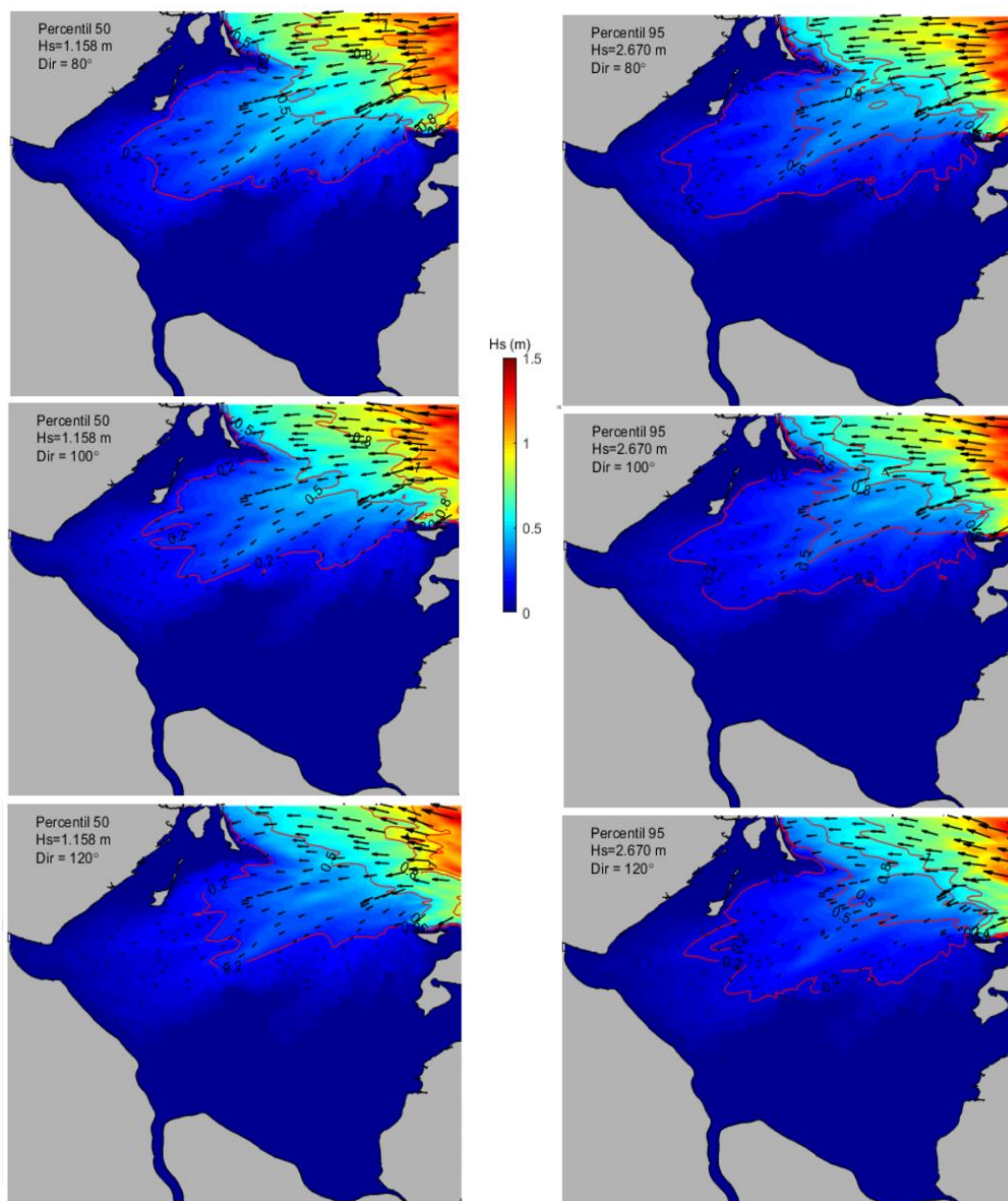


Figure 6 - Alturas significativas forçadas com $T_p = 8$ s, ângulos de incidência de 80 a 120° , $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa

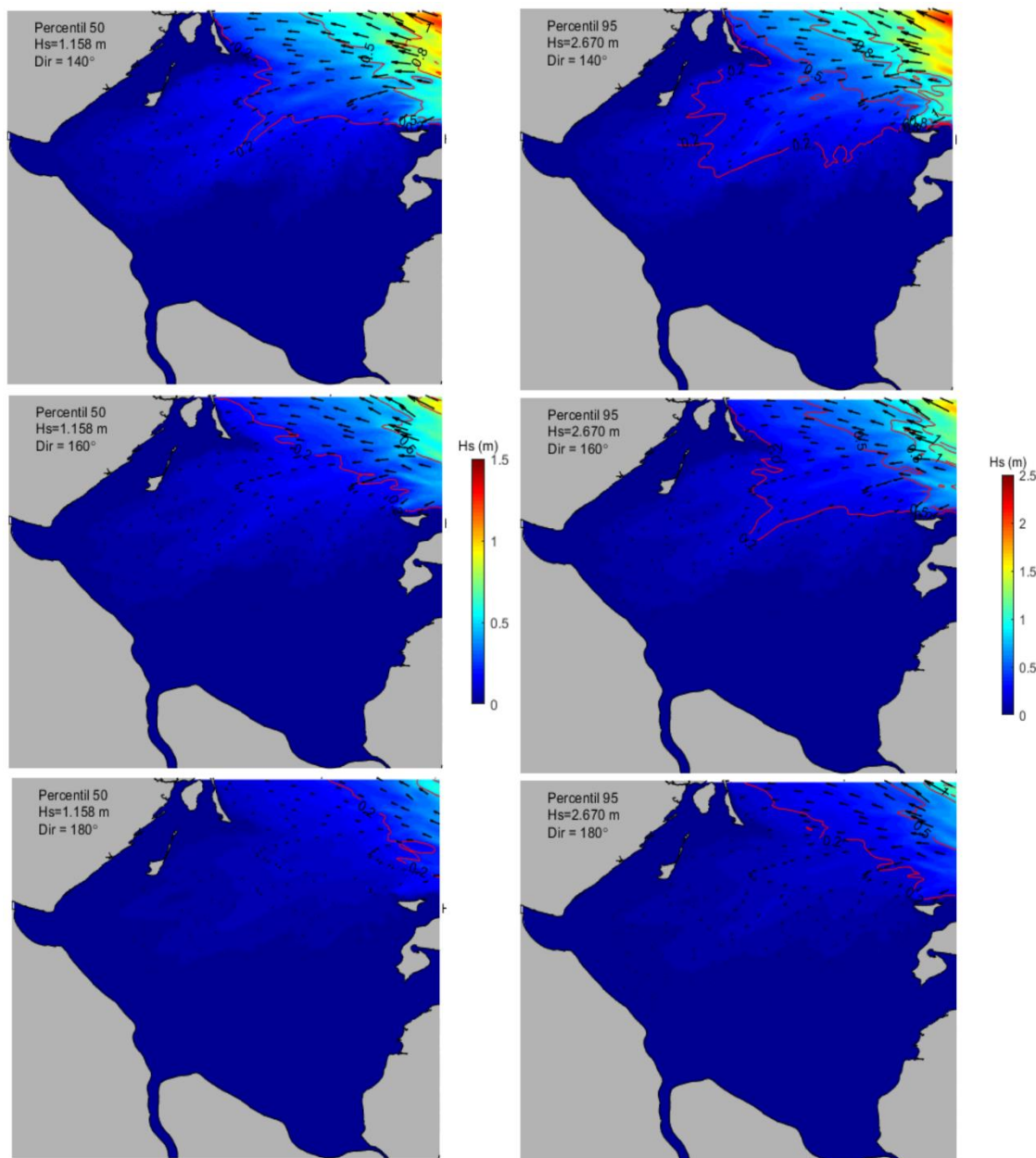
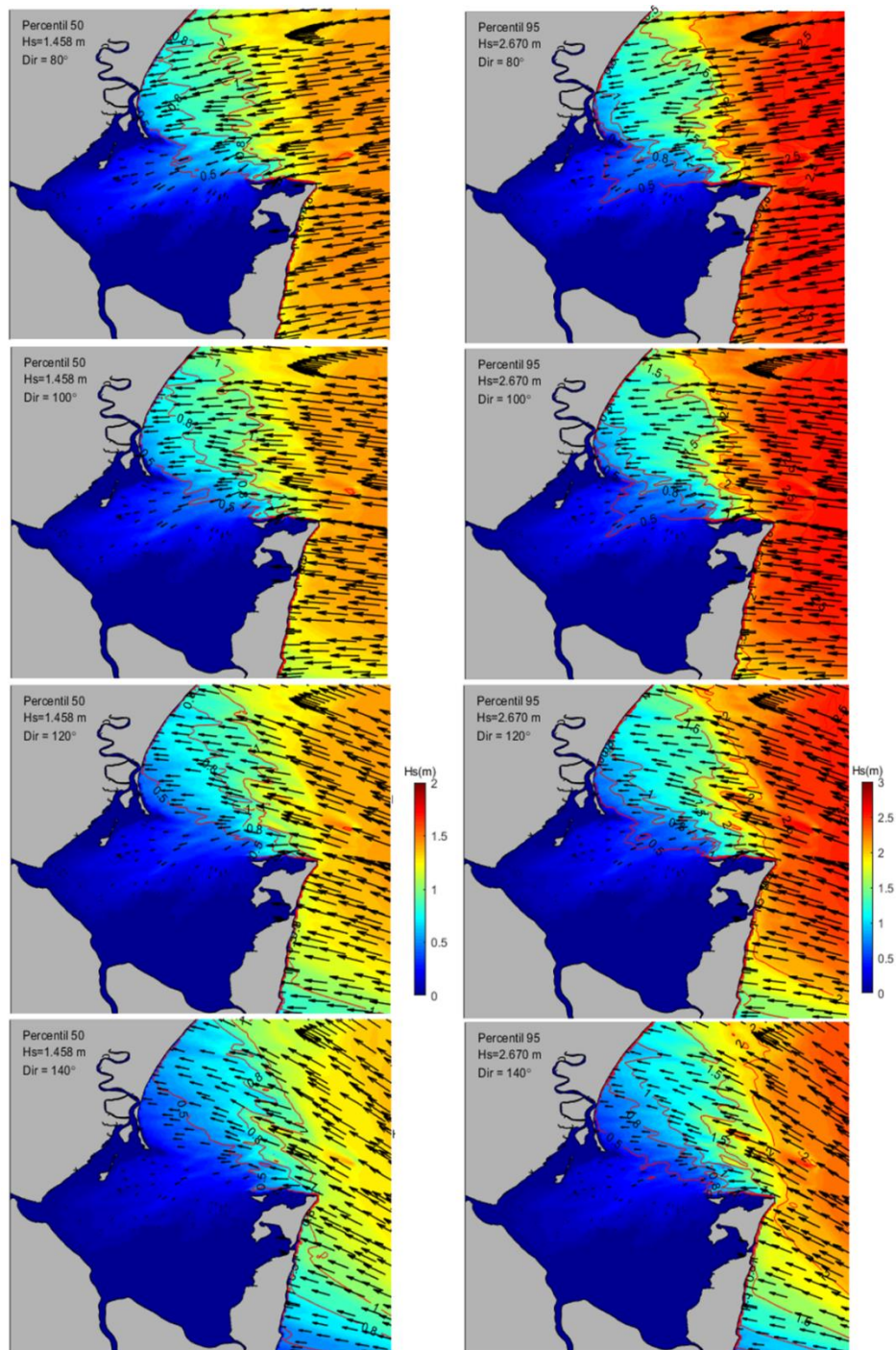


Figure 7 - Alturas significativas forçadas com $T_p=8s$, ângulos de incidência de 80 a 140°, $H_s=1,46\text{ m}$ (Painel à esquerda) e $H_s=2,67$ (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa. Esta figura foi extraída para ilustrar como variam as alturas significativas da plataforma adjacente até o interior da baía de Maputo



3.6.2 Período

Os resultados de período da onda são apresentados considerando a Figure 3 e os mapas da Figure 8 à Figure 11. Na Tabela 4 verifica-se que em P_{50} , os períodos variaram de 8,74 na direção 160° até 11,17 s, na direção 140° . Para P_{95} o valor máximo foi de 12,14 s, nos ângulos de incidência de 40° e 60° e o mínimo na direção de 80° com período de onda de 8,09 s. Os mapas do interior da baía mostram com detalhes as variações de períodos de onda. Verifica-se claramente que regiões mais profundas são propensas a maiores valores de período, tanto em eventos médios (P_{50}), bem como em prováveis ocorrências de eventos extremos (P_{95}), como tempestades. Vale salientar que entre P_{50} e P_{95} não houve muita variabilidade em termos de períodos de onda, diferente o que aconteceu com as alturas significativas. A Figure 11 com resultados simulados para ao largo da baía de Maputo clarifica que entre os dois cenários não houve muita variabilidade. Os restantes mapas de variabilidade de períodos de onda são mostrados no Anexo IV.

Tabela 4 - Valores máximos, médios e desvio padrão de período médio da onda (T_{m01}) simulados pelo SWAN para o interior da baía de Maputo

Dir. ($^\circ$)	T_{m01} (s)					
	P_{50}			P_{95}		
	Max.	Média	Desv.	Max.	Média	Desv.
0	9,46	5,55	2,15	10,71	5,85	2,19
20	10,82	5,54	2,14	9,67	5,85	2,17
40	9,72	3,55	2,40	12,14	5,86	2,16
60	9,72	3,65	2,43	12,14	5,88	2,14
80	9,51	3,80	2,49	8,09	4,31	2,70
100	10,15	4,01	2,57	8,39	4,44	2,77
120	10,17	5,75	2,17	10,71	6,00	2,12
140	11,17	4,62	2,88	10,71	4,85	2,98
160	8,74	5,01	3,07	9,54	5,10	3,11
180	10,73	5,99	2,12	11,21	5,29	3,22

Figure 8 - Períodos de onda forçadas com $T_p = 8$ s, ângulos de incidência de 0 e 60° , $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa

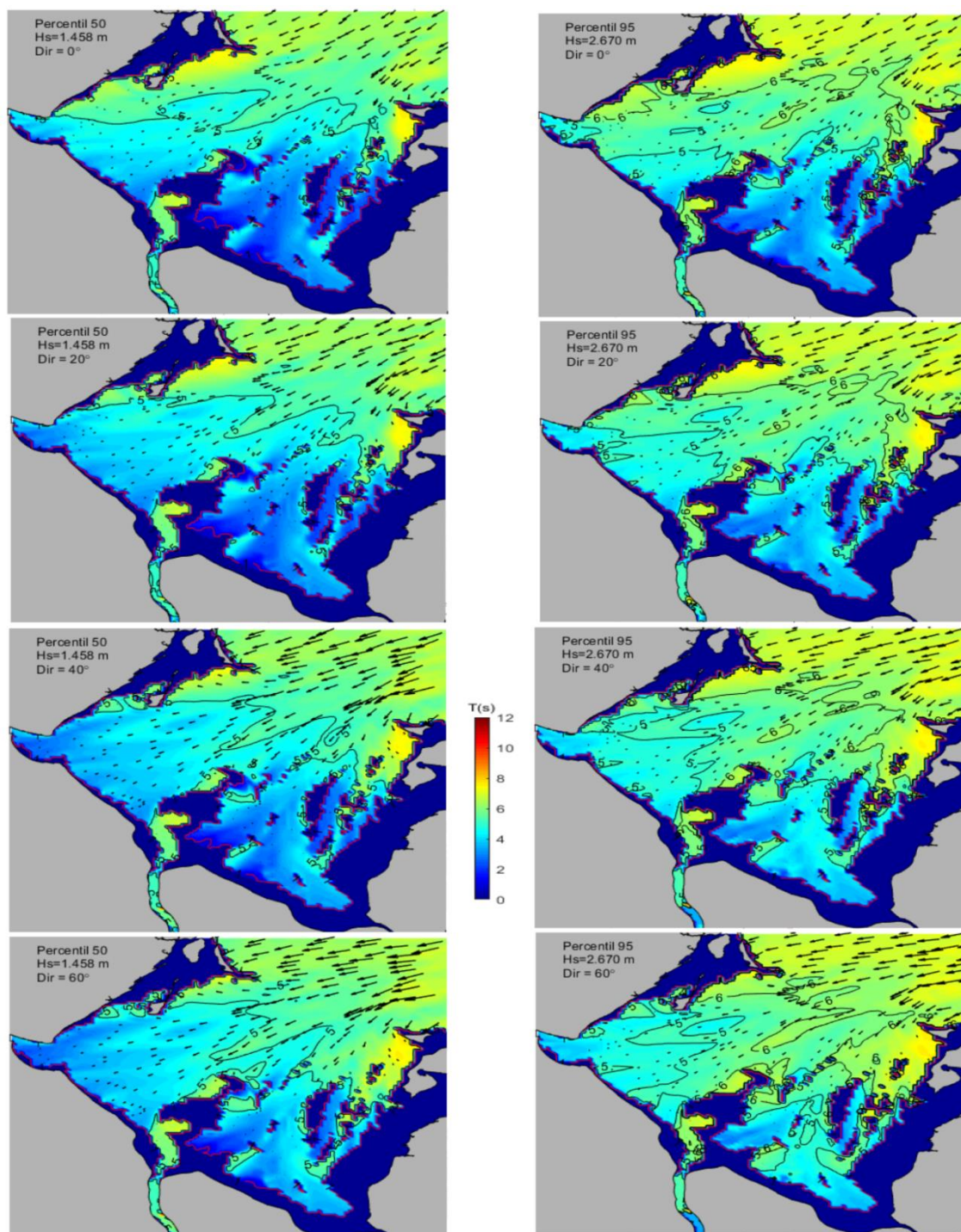


Figure 9 - Períodos de onda forçadas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 80° e 120° , $H_s=1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa

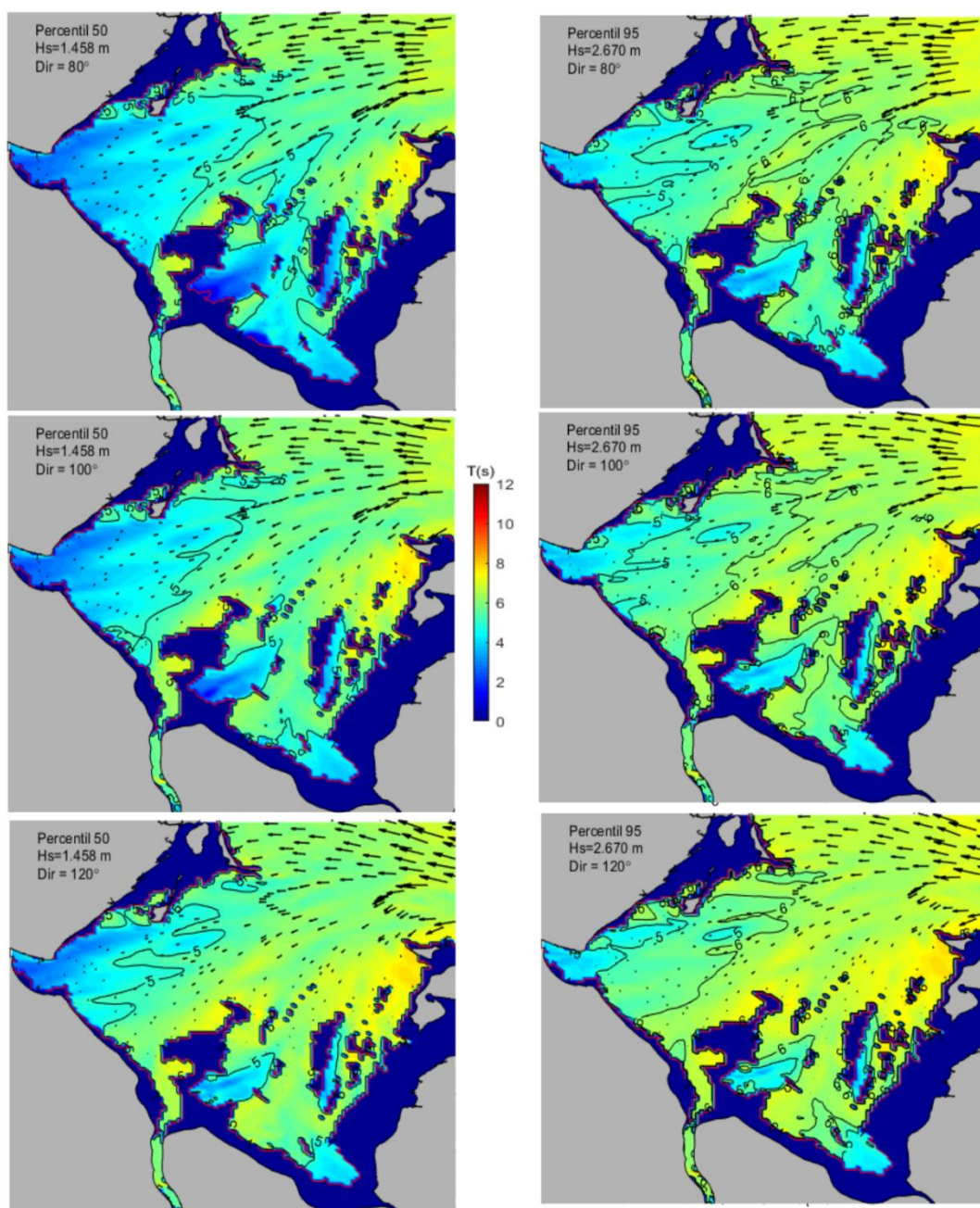


Figure 10 - Períodos de onda forçadas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 140° e 180° , $H_s = 1,46\text{ m}$ (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67\text{ m}$ (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa

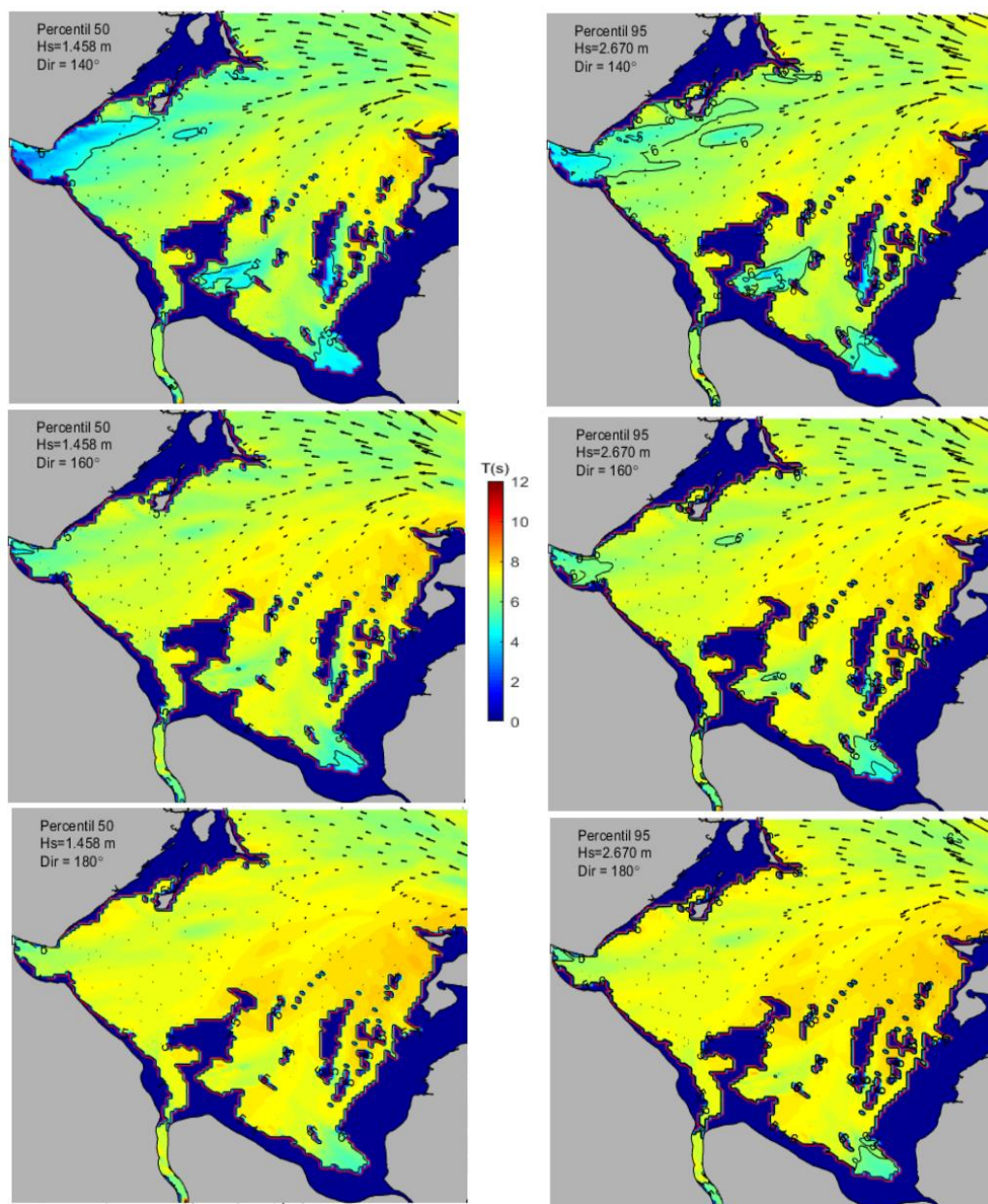
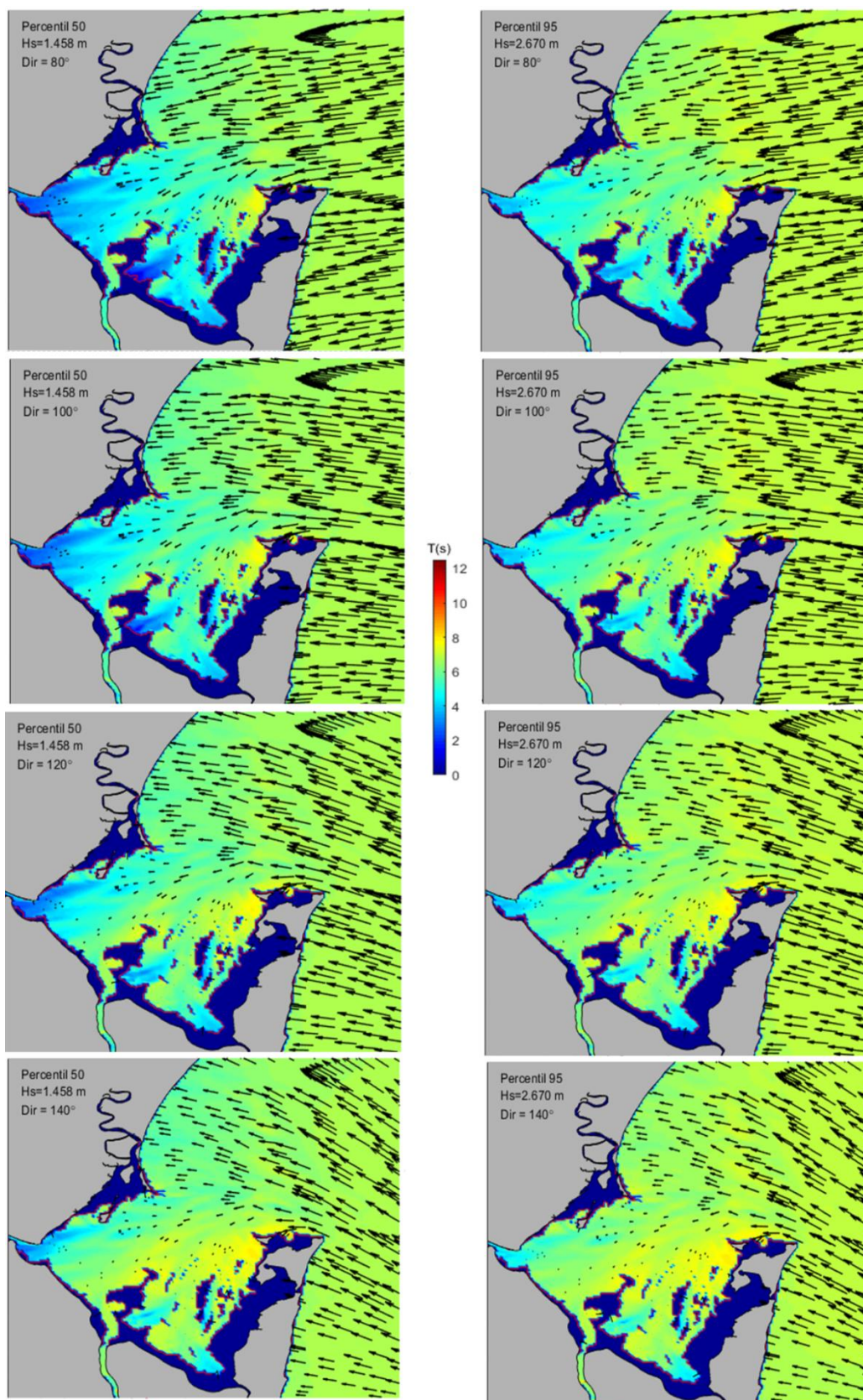


Figure 11 - Períodos de onda forçadas com $T_p = 8$ s, ângulos de incidência de 80 e 140°, $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa. Esta figura foi extraída para ilustrar como variam as alturas significativas da plataforma adjacente até o interior da baía de Maputo



3.7 Velocidades orbitais

Da Figure 12 à Figure 14 são mostrados os mapas de variabilidade das velocidades orbitais próximo ao fundo no interior da baía de Maputo. As figuras seguem o mesmo padrão de distribuição de velocidades orbitais. Em termos gerais, verificam-se velocidades baixas na maior parte da baía. Persistem velocidades maiores em áreas mais profundas. Na desembocadura do rio Incomati houve concentração de velocidades de $\sim 1\text{m/s}$, principalmente entre a direção de 20° até 120° . De 120° à 180° houve tendência de diminuição das correntes próximas ao fundo.

Figure 12 - Velocidade orbital próximo ao fundo forçada com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 0° e 60° , $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa

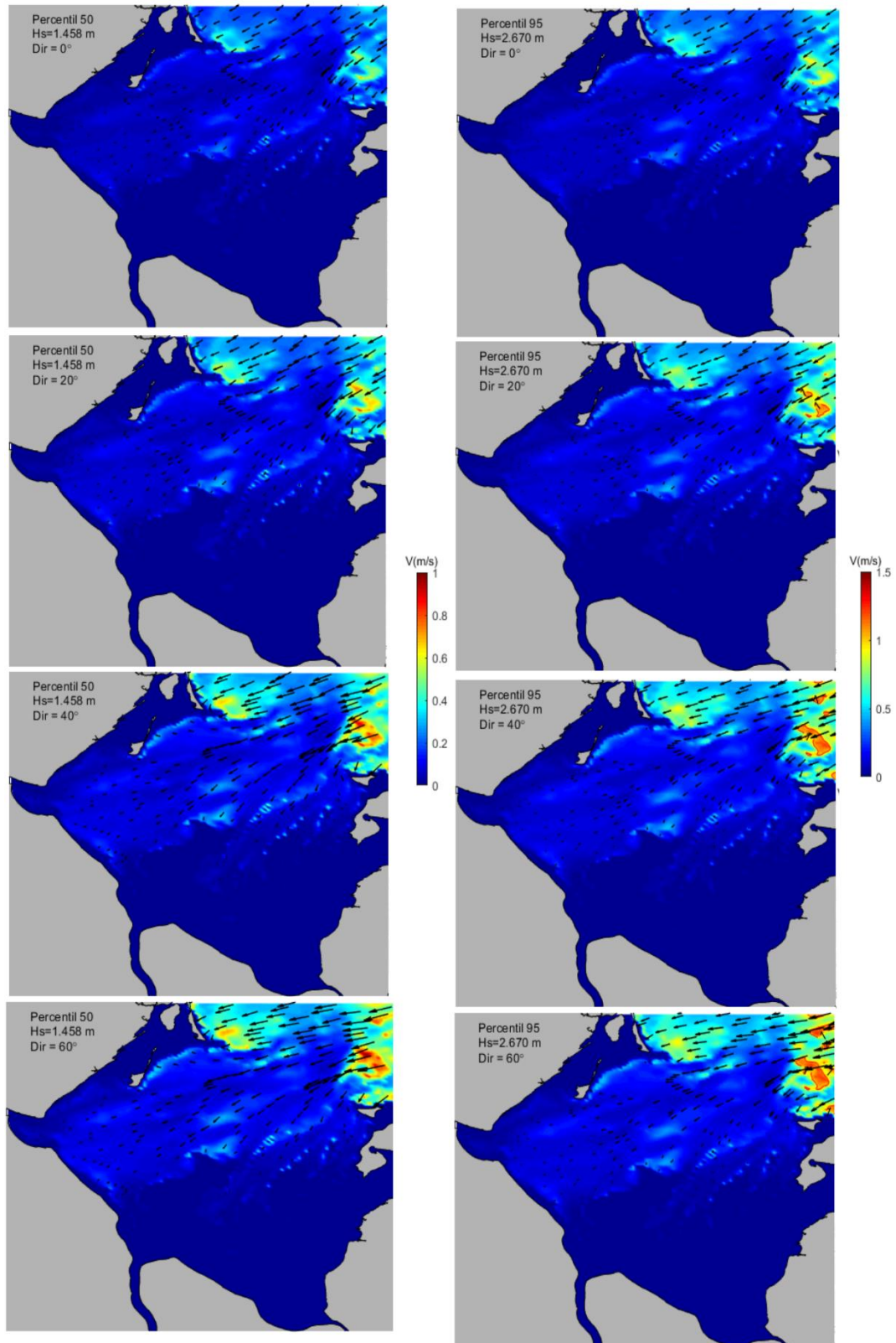


Figure 13 - Velocidade orbital próximo ao fundo forçado com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 80° e 120° , $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa

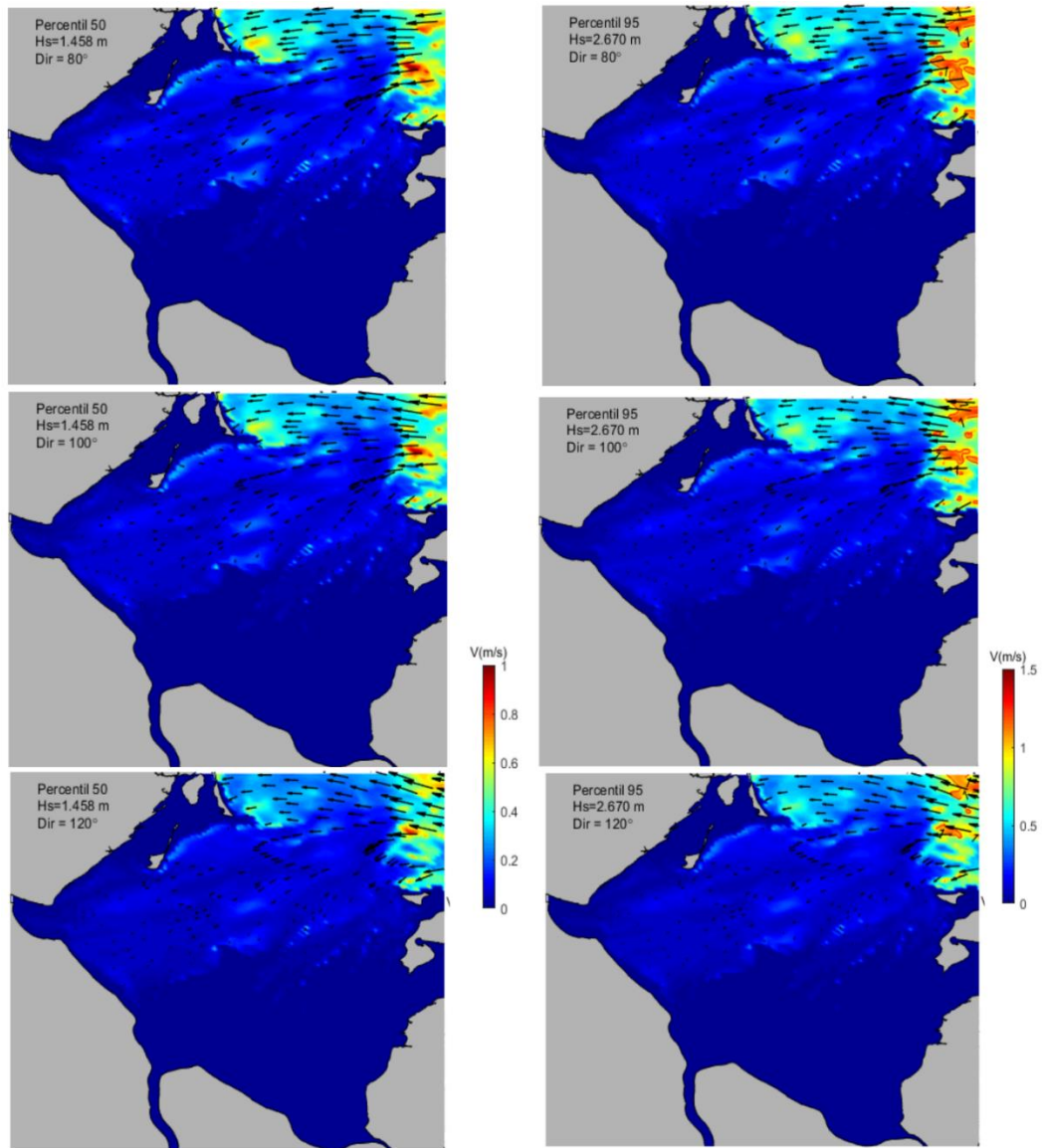
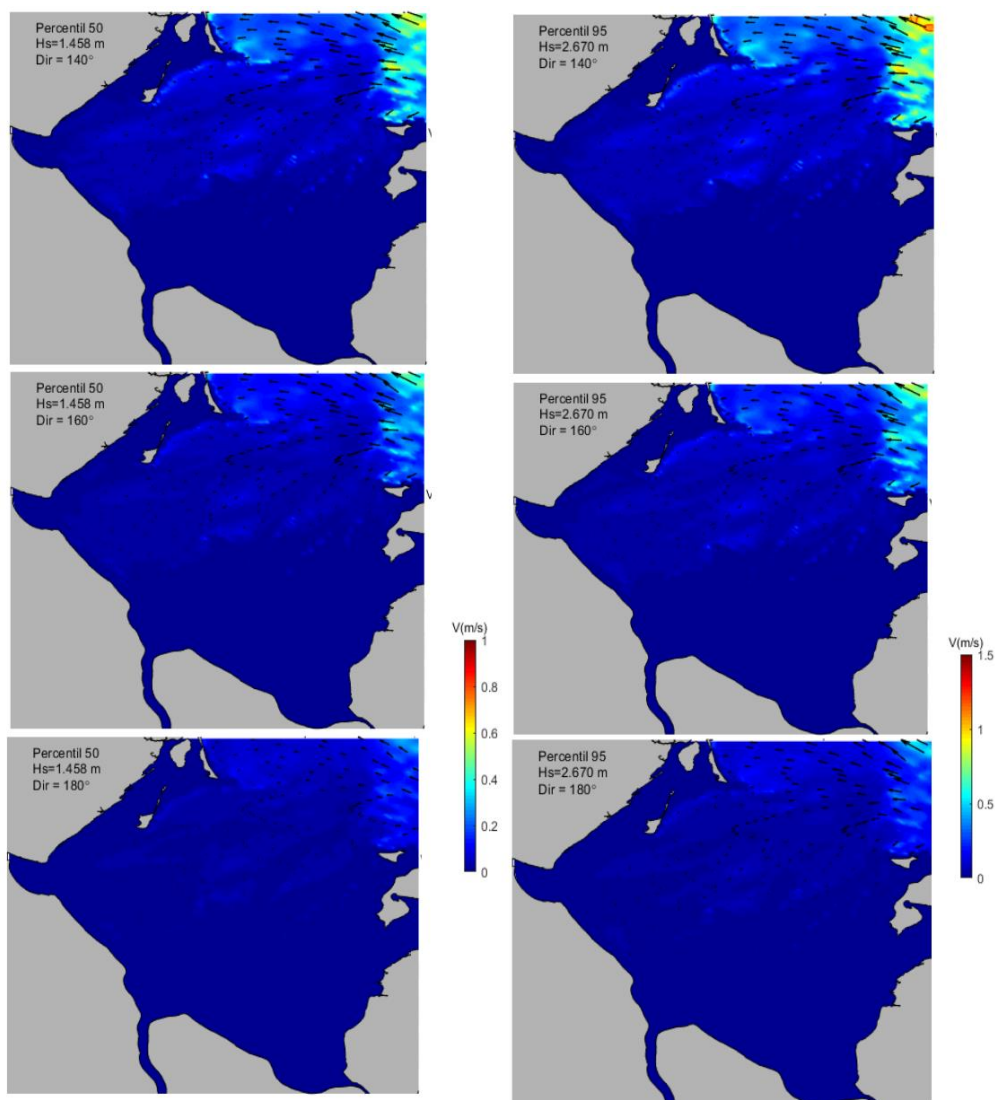


Figure 14 - Velocidade orbital próximo ao fundo forçada com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 140° e 180° , $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa



3.8 Força induzida por ondas

A Figure 15 ilustra a variabilidade da força induzida por ondas no interior da baía de Maputo considerando os ângulos de incidência de 60° a 100° . Os mapas das outras direções não foram mostrados aqui pelo facto das intensidades das forças induzidas serem mais baixas em relação às ilustradas na Figure 15. A barra de cores mostra a variação das intensidades das forças induzidas entre 0 e 1,2 Pa em P_{50} e entre 0 e 3 Pa considerando P_{95} , porém a que realçar

que os valores mais altos só estão registrados próximo a desembocadura da baía. A Tabela 5 mostra que em P_{50} prevalecem intensidades entre 0 e $\sim 0,5$ Pa.

Figure 15 - Força induzida por ondas forçada simuladas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 60 a 100°, $H_s=1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa

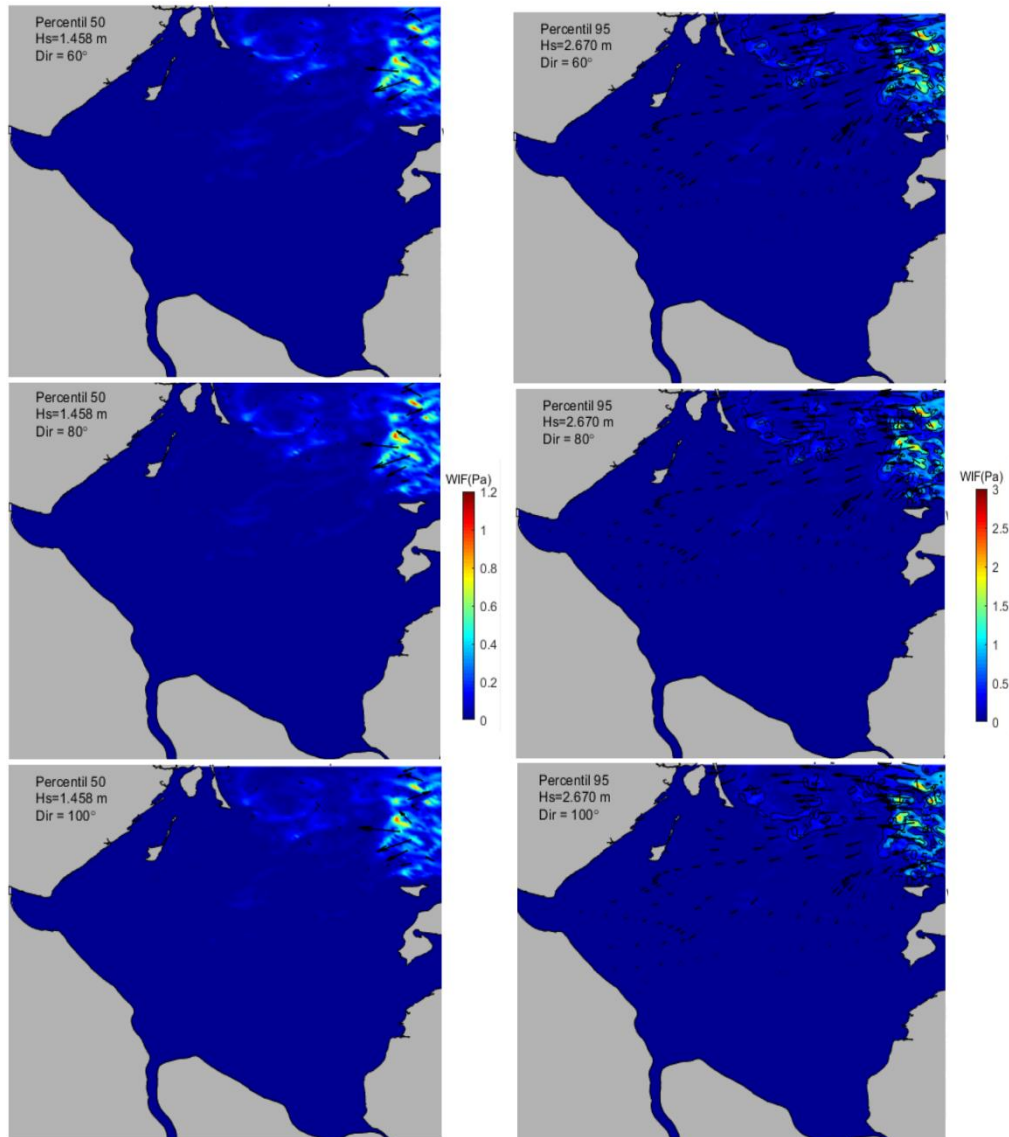


Tabela 5 - Valores máximos e médios de força induzida pelas ondas (FIO) obtidos pelo SWAN para o interior da baía de Maputo

FIO (Pa)						
Dir. (°)	P ₅₀			P ₉₅		
	Max.	Média	Desv.	Max.	Média	Desv.
0	0,31	0,01	0,03	0,91	0,03	0,08
20	0,56	0,02	0,04	1,71	0,04	0,12
40	0,85	0,02	0,06	2,43	0,06	0,16
60	1,04	0,03	0,07	2,81	0,06	0,18
80	1,07	0,03	0,07	2,84	0,06	0,19
100	1,02	0,02	0,07	2,64	0,06	0,17
120	0,82	0,02	0,05	2,27	0,04	0,14
140	0,52	0,01	0,03	1,63	0,03	0,10
160	0,26	0	0,02	0,85	0,01	0,05
180	0,08	0	0,01	0,27	0	0,02

3.9 Discussão

O efeito de interação entre a energia da onda e a profundidade produzem maiores energias em áreas mais profundas (p.ex., SMITH *et al.*, 2011). Os movimentos orbitais das partículas de água se propagam até o fundo dos estuários e em áreas mais rasas, a energia é dissipada devido ao efeito de fricção com o fundo. O tipo de fundo do estuário ou baía pode ser alterado devido à ação conjunta entre ondas e correntes (CHOU *et al.*, 2018; MCANALLY *et al.*, 2007; SMITH *et al.*, 2011). Áreas mais rasas dos estuários são regiões com maior tendência de concentração de material particulado devido ao impacto de transporte de escalar de locais mais profundos (CHOU *et al.*, 2018; SMITH *et al.*, 2011). Devido à fraca energia para transporte de sedimentos, áreas mais rasas são propensas à sedimentação (p.ex., CHOU *et al.*, 2018).

A transferência de energia da onda para o fundo é relacionada com a variação da profundidade (CHOU *et al.*, 2018; LI, X.; LEONARDI; PLATER, 2019) e devido as baixas tensões de cisalhamento em áreas rasas não há geração e propagação de onda (LI, X.; LEONARDI; PLATER, 2019). Devido a esse efeito, as áreas rasas da baía de Maputo experimentam momentos de baixas velocidades orbitais, forças induzidas por ondas e baixas

alturas significativas. As ondas e as correntes são as principais forçantes de ressuspensão de sedimentos em águas costeiras (p.ex., Li et al., 2016) e as ondas induzidas pelos ventos desempenham um papel importante na ressuspensão de sedimentos em águas rasas e próximo a linha de costa dependendo da energia da onda e prevalência dos ventos (Li et al., 2016).

A tensão de cisalhamento de fundo induzida por ondas tende a variar significativamente em regiões dominadas por meso e macro - maré, principalmente em marés de sizígia, podendo influenciar a trajetória normal dos sedimentos (LI, X.; LEONARDI; PLATER, 2019). Na preamar as ondas se propagam livremente em direção, por exemplo, as planícies de maré e pântanos, impedindo assim a deposição de sedimentos em locais rasos.

Se existir energia suficiente da onda para indução da mistura vertical da coluna de água os sedimentos erodidos do fundo permanecerão em suspensão (LI, X.; LEONARDI; PLATER, 2019). Em baixas energias existe a tendência de sedimentação, principalmente em marés de quadratura onde as velocidades das correntes de maré são menos intensas (LI, X.; LEONARDI; PLATER, 2019).

A ilha de Inhaca (Fig. 1) protege a baía de Maputo de ondas expressivas, contribuindo para que o interior da baía tenha baixas energias das ondas. As baixas energias contribuem para que nesse tipo de ambientes haja probabilidade de se desenvolver planícies costeiras e pântanos, bem como expressiva concentração de sedimentos (HAYES, 1975; LI, X.; LEONARDI; PLATER, 2019). As barreiras (p.ex. ilhas) que protegem esses ambientes contribuem para o surgimento de canais de maré ao redor delas, bem como surgimento de deltas de enchente e de vazante (HAYES, 1975).

3.10 Conclusão

O clima de ondas foi modelado na baía de Maputo considerando dois tipos de cenários para fronteira aberta do modelo SWAN (mediana ($H_s = 1,46$ m) e P_{95} ($H_s = 2,67$ m)). Existe um

padrão similar de distribuição de direções e energia de propagação da onda, e que os ângulos mais importantes na geração das maiores alturas significativas correspondem a 100° (ESE) e os mínimos na direção igual a 180° (S).

De forma geral, os resultados mostraram padrão similar de distribuição de direções e energia de propagação da onda e correspondem a direção igual a 100° (ESE) e os mínimos na direção igual a 180° (S) com valores de 0.60 e 1 m.

O aumento da energia da onda foi do ângulo de incidência igual a 0° até 100° . Devido ao efeito de fricção e áreas rasas, as velocidades orbitais e forças induzidas por ondas foram muito baixos em toda a parte da baía de Maputo, porém ao largo da baía foi verificado que as ondas são muito vigorosas chegando a atingir valores próximos de 3 m.

REFERÊNCIAS

ACHIMO, M. Sedimentology and Geochemistry of the recent sediments in Maputo Bay, Mozambique – Avhandling För Filosofie Docktorexamen (PhD thesis) No 314. Stockholm University, Sweden.

AKPINAR, A. et al. Evaluation of the numerical wave model (SWAN) for wave simulation in the Black Sea. *Continental Shelf Research*, dez. 2012. v. 50–51, p. 80–99. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434312002671>>.

BOOIJ, N.; RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 15 abr. 1999. v. 104, n. C4, p. 7649–7666. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/98JC02622>>.

CANHANGA, S.; DIAS, J. M. Tidal characteristics of Maputo Bay, Mozambique. *Journal of Marine Systems*, 2005. v. 58, n. 3–4, p. 83–97.

CHOU, Y. et al. Three-Dimensional Modeling of Fine Sediment Transport by Waves and Currents in a Shallow Estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 29 jun. 2018. v. 123, n. 6, p. 4177–4199. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2017JC013064>>.

DELTARES. 3D/2D modelling suite for integral water solutions-Hydro-Morphodynamics MANUAL. [S.l.]: [s.n.], 2014, p. 210.

GEYER, W. R.; MACCREADY, P. The Estuarine Circulation. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 3 jan. 2014. v. 46, n. 1, p. 175–197. Disponível em: <<http://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev-fluid-010313-141302>>.

GREEN, E. P. et al. A review of remote sensing for the assessment and management of tropical coastal resources. *Coastal Management*, jan. 1996. v. 24, n. 1, p. 1–40. Disponível em: <<http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/08920759609362279>>.

HANSEN, DONALD V.; JR., M. R. Influence of agulhas currents of the physiographic development of the Northernmost Natal Valley. *African Journal of Marine Science*, 27 dez. 1981. v. 32, n. 1, p. 259–276.

HAYES, M. O. MORPHOLOGY OF SAND ACCUMULATION IN ESTUARIES: AN INTRODUCTION TO THE SYMPOSIUM. *Geology and Engineering*. [S.l.]: Elsevier, 1975, p. 3–22.

HOGUANE, A. M.; HILL, A.E.; SIMPSON, J.H.; BOWERS, D. . *Estuaries*.

HOGUANE, Antonio Mubango; ANTONIO, M. H. P. The Hydrodynamics of the Incomati Estuary – An Alternative Approach to Estimate the Minimum Environmental Flow. [S.l.]: [s.n.], 2016, p. 289–300.

LENCART E SILVA, J. D. et al. Buoyancy-stirring interactions in a subtropical embayment: A synthesis of measurements and model simulations in Maputo Bay, Mozambique. *African Journal of Marine Science*, 2010. v. 32, n. 1, p. 95–107.

LI, X.; LEONARDI, N.; PLATER, A. J. Wave-driven sediment resuspension and salt marsh frontal erosion alter the export of sediments from macro-tidal estuaries. *Geomorphology*, jan. 2019. v. 325, p. 17–28. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.10.004>>.

LI, Y. et al. Effect of wave-current interactions on sediment resuspension in large shallow Lake Taihu , China. 2016.

MARINHO, C. et al. Wave regime characterization in the northern sector of Patos Lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. *Ocean and Coastal Research*, 2020. v. 68, p. 1–18. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2675-28242020000100216&tlng=en>.

MCANALLY, W. H. et al. Management of Fluid Mud in Estuaries, Bays, and Lakes. II: Measurement, Modeling, and Management. *Journal of Hydraulic Engineering*, jan. 2007. v. 133, n. 1, p. 23–38. Disponível em: <<http://ascelibrary.org/doi/10.1061/%28ASCE%290733-9429%282007%29133%3A1%2823%29>>.

MILLER, R. L.; MCKEE, B. A.; D'SA, E. J. Monitoring Bottom Sediment Resuspension and Suspended Sediments in Shallow Coastal Waters. *Remote Sensing of Coastal Aquatic Environments*. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag, 2005, V. 7, p. 259–276.

PALLARES, E.; SÁNCHEZ-ARCILLA, A.; ESPINO, M. Wave energy balance in wave models (SWAN) for semi-enclosed domains–Application to the Catalan coast. *Continental Shelf Research*, set. 2014. v. 87, p. 41–53. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2014.03.008>>.

PIANCA, C.; MAZZINI, P. L. F.; SIEGLE, E. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, mar. 2010. v. 58, n. 1, p. 53–70. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1679-87592010000100006&lng=en&tlng=en>.

RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H.; BOOIJ, N. A third-generation wave model for coastal regions: 2. Verification. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 15 abr. 1999. v. 104, n. C4, p. 7667–7681. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/1998JC900123>>.

ROCHA, M. V. L. et al. Análise comparativa entre medições in situ e estimativas numéricas na Praia da Cornélia, Costa da Caparica, Portugal. *Revista da Gestão Costeira Integrada*, 2012. v. 12, n. 2, p. 147–157. Disponível em: <<http://www.aprh.pt/rgci/rgci303.html>>.

SIEGLE, E.; ASP, N. E. Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. *Brazilian Journal of Oceanography*, jun. 2007. v. 55, n. 2, p. 109–120. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1679-87592007000200004&lng=en&tlng=en>.

SIGAÚQUE, P. J. et al. The role of tides, river discharge and wind on the residual circulation of Maputo Bay. *Regional Studies in Marine Science*, dez. 2020. v. 4, n. Icwrcoe, p. 101604. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S2352485520307325>>.

SMITH, G. A. et al. Introduction of a new friction routine into the SWAN model that evaluates roughness due to bedform and sediment size changes. *Coastal Engineering*, abr. 2011. v. 58, n. 4, p. 317–326. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.11.006>>.

SPENCER, T. et al. Southern North Sea storm surge event of 5 December 2013: Water levels, waves and coastal impacts. *Earth-Science Reviews*, jul. 2015. v. 146, n. December 2013, p. 120–145. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.04.002>>.

VAZ, N. et al. The tagus estuary as a numerical modeling test bed: A review. *Geosciences (Switzerland)*, 2020. v. 10, n. 1, p. 1–21.

VIOLA, C. N. A. et al. Sea wave propagation from offshore to Maputo's coast. Application to longshore sediment transport assessment. *Water Science and Technology*, 2014. v. 69, n. 12, p. 2438–2445.

4 VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DO SEDIMENTO EM SUSPENSÃO NA BAÍA DE MAPUTO.

4.1 Introdução

As águas costeiras são propensas a altas concentrações de sedimentos em suspensão (CSS) quando comparadas com águas de plataforma mais afastadas. Isto ocorre principalmente devido à maior energia de ondas e correntes que podem atuar na ressuspensão de sedimentos de fundo (HUIJTS *et al.*, 2006; MILLER; MCKEE, 2004; TIAN *et al.*, 2014) pela troca de momento e efeito da turbulência (DYER, 1995). Também há o efeito da proximidade de fontes continentais, onde partículas são advectadas pelas descargas fluviais e correntes costeiras (MILLER; MCKEE, 2004). As maiores CSS em estuários e baías desempenham papel importante na qualidade de água, navegação e produtividade primária (MACIEL; SANTORO; PEDOCCHI, 2021; MCANALLY *et al.*, 2007; TAVORA *et al.*, 2019) e a drenagem dos rios é a principal fonte de descarga de sedimentos sólidos e em suspensão para os oceanos (MILLIMAN JD, 1983). Os sedimentos em suspensão desempenham um papel importante no transporte de carga total sólida, contaminantes associados, nutrientes e podem afetar a penetração da luz solar na coluna de água, afetando assim a produção do fitoplâncton (MACIEL; SANTORO; PEDOCCHI, 2021). Os sedimentos em suspensão também são reguladores da morfologia, hidrologia e ecologia (CHOU *et al.*, 2018; DYER, 1995).

As partículas suspensas na água podem ocorrer em vários tamanhos, desde partículas coloidais até tamanho de areia (CHATZIRODOU; KARUNARATHNA; REEVE, 2017; MOORE, 1980). Porém, os colóides devido ao seu tamanho não decantam e não desempenham papel significativo na dinâmica sedimentar.

Em função das marés, as maiores CSS podem ser devidas principalmente pela ressuspensão de sedimentos de fundo (SCHUBEL, 1968) com mais destaque em marés de sizígia devido ao efeito vigoroso da turbulência (YAN *et al.*, 2021) e em locais com maré do tipo meso e macro (p.ex., Sigaúque *et al.*, 2020; Yan *et al.*, 2021). Em marés de quadratura, as concentrações podem variar entre 100 e 200 mg l⁻¹ e as máximas em períodos de sizígia, entre

1-10 gl^{-1} (DYER, 1995). Além disso, a CSS varia com a climatologia, sazonalidade e localização do estuário (MILLER; MCKEE, 2004; NORMANDIN *et al.*, 2019).

A determinação da CSS é através de métodos gravimétricos, quando a massa de sedimentos é quantificada após a separação do meio aquoso, por filtração ou evaporação. Porém, a CSS também pode ser estimada através de parâmetros de qualidade da água, como a turbidez. A turbidez é a propriedade de água que impede a passagem da luz, tendo como unidades NTU (Nephelometric Turbidity units, NTU), FTU (Formazin Turbidity Unit), FNU (Formazin Nephelometric units) (CONSTANTIN; DOXARAN; CONSTANTINESCU, 2016). Ela representa o espalhamento da luz em um fluido devido à presença de material em suspensão ou coloidais e substâncias dissolvidas em suspensão na água (PETUS *et al.*, 2010). A turbidez é um dos parâmetros importantes para estudo de qualidade em águas costeiras (p.ex., Constantin *et al.*, 2016).

Outra propriedade que permite estimar a CSS é a refletância, usado especialmente através de imageamento aéreo ou orbital. Muitos estudos tem demonstrado que o sensoriamento remoto é uma ferramenta eficaz para o estudo sazonal de turbidez e estimativas espaciais de CSS (p.ex., Miller and McKee, 2004; Normandin *et al.*, 2019; Petus *et al.*, 2010; Ritchie *et al.*, 2003; Tavora *et al.*, 2019) tendo como método comum à detecção de refletância medida na banda do vermelho (Miller and McKee, 2004) do espectro eletromagnético. As imagens por sensoriamento remoto tem sido alternativas para os métodos tradicionais de medição (LYNCH, 2018; PETUS *et al.*, 2010; SHEN *et al.*, 2014; VALLE-LEVINSON, Arnoldo; SCHETTINI; TRUCCOLO, 2019). A alta resolução espacial e temporal dos sensores (p.ex., MODIS, (MOREIRA *et al.*, 2013) garante eficácia no monitoramento ambiental de turbidez em regiões costeiras (e.g. Chen *et al.*, 2015; Miller and McKee, 2004; Morel *et al.*, 2010; Normandin *et al.*, 2019; Shen *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2009). Contudo, os métodos tradicionais de medição são importantes e podem ser úteis na calibração e validação dos resultados do sensoriamento remoto (p.ex., Green *et al.*, 1996).

O uso de técnicas de sensoriamento remoto baseia-se a partir da medição da interação entre a superfície da água e a radiação eletromagnética em diferentes comprimentos de onda

(GREEN *et al.*, 1996; REZA, 2008; RITCHIE; ZIMBA; EVERITT, 2003), permitindo estimar diferentes parâmetros relevantes para estudos de qualidade de água (CARNIELLO *et al.*, 2014; RITCHIE; ZIMBA; EVERITT, 2003), absorção de luz pelos contaminantes em ambientes costeiros e estuarinos (NORMANDIN *et al.*, 2019) e na calibração de modelos de transporte de sedimentos que quantificam os fluxos de sedimentos em suspensão em estuários (DOXARAN; FROIDEFOND; CASTAING, 2003). Contudo, o uso de sensoriamento remoto apresenta limitações, como em alguns casos a relativa baixa resolução temporal, cobertura de nuvens, e dados somente da superfície da água (e.g. Green *et al.*, 1996).

Para o caso da baía de Maputo com clima tropical úmido (SIGAÚQUE *et al.*, 2020), na estação chuvosa (Outubro-Março), há consideravelmente menos imagens disponíveis em relação ao período seco (Abril-Setembro). A Tabela 6 ilustra um caso típico de composição mensal e sazonal de imagens extraídas dos satélites Aqua, Terra, NOAA e Suomi -NPP. Além de presença de nuvens, outros parâmetros tais como, vapor de água na atmosfera, aerossóis e ângulo de elevação do sol podem reduzir a quantidade de luz que chega à superfície (MOORE, 1980) dificultando assim a obtenção contínua de imagens para estudos ambientais. Por exemplo, a presença de aerossóis determina a quantidade de energia absorvida e espalhada pela atmosfera (MOORE, 1980).

Neste estudo, investigou-se a variabilidade espacial e temporal da turbidez e da concentração de sedimentos em suspensão na baía de Maputo, Moçambique, África, através de imagens de alta resolução dos satélites Aqua, Terra, Suomi - NPP e NOAA. A turbidez foi analisada considerando três estágios: a) série temporal de 11 anos (2010-2021); b) série anual de 2020 e c) composição de maré, correntes de maré e imagens de níveis de refletância na faixa do vermelho para avaliar o comportamento da turbidez no mês de Agosto do ano mais recente, no caso, 2020. Este estudo tem como objetivo principal descrever a variabilidade sazonal da turbidez e sólidos em suspensão na baía de Maputo.

Os objetivos específicos consistem em:

- i) Entender a variabilidade sazonal do material particulado em suspensão;

- ii) Entender o efeito das marés de quadratura e sizígia na variabilidade da turbidez/ Material Particulado em Suspensão;
- iii) Entender e analisar a tendência da turbidez e CSS em diferentes estágios da maré (vazante e enchente) e correntes de maré.

As principais motivações para este estudo tendo em vista o sensoriamento remoto são:

- a) Uso das imagens dos MODIS e VIIRS com refletâncias já corrigidas e adequadas em termos de resolução espacial e temporal para estudar a dinâmica da turbidez na baía de Maputo;
- b) Realizar o primeiro levantamento de sensoriamento remoto na baía de Maputo com uma série temporal diária de cerca de 4 imagens (dependendo da ausência de nuvens), o qual permitirá conhecer a distribuição dos padrões médios de turbidez na faixa de vermelho.

4.2 Material e métodos

4.2.1 Imagens de satélite

O uso de imagens de satélite tem sido importante para estudos de dinâmica sazonal e climatológica da distribuição de sedimentos em suspensão (LYNCH, 2018; PAVELSKY; SMITH, 2009) e estudos de qualidade de água considerando parâmetros físico-químicos, como turbidez (YANG, G. *et al.*, 2018). Neste estudo foram usadas imagens dos sensores MODIS e VIIRS, abordo dos satélites Aqua, Terra, NOAA e Suomi - NPP. A escolha destes satélites é devido à capacidade da disponibilização de quatro imagens diárias, dependendo da ausência de nuvens (e.g., MOREL *et al.*, 2010).

Os algoritmos de refletâncias corrigidas para MODIS e VIIRS foram desenvolvidos pela National Aeronautic and Space Administration (NASA) cuja a finalidade é fornecer as imagens com uma aparência quase-natural (Red, Green, Blue, RGB) com efeitos atmosféricos removidos (p.ex., espalhamento de Rayleigh). Os resultados do sensoriamento remoto têm

sido consistentes em estudos ambientais de monitoramento da turbidez e outros parâmetros em regiões costeiras (p.ex., Espinoza Villar et al., 2013; Tavora et al., 2019; Wang et al., 2009).

As imagens são disponibilizadas gratuitamente, com refletâncias corrigidas no Topo da Atmosfera (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>) e extraídas entre as faixas de (25.69 - 26.35 S; 32.45-33.13 E) em RGB (Red Green Blue) e formato Geotiff, compondo uma série temporal de 11 anos (2010-2021) sem efeitos atmosféricos, tais como presença de nuvens (p.ex., CARNIELLO *et al.*, 2014; GREEN *et al.*, 1996). A Tabela 6 mostra a composição de imagens dos quatro satélites. O período chuvoso (Outubro - Março) teve menor porcentual de imagens devido ao efeito das nuvens. Para todo o ano de 2020, foram extraídas 193 imagens e usadas no estudo de dinâmica de turbidez na baía. De cada imagem foi utilizada a matriz de vermelho por ser a que mais bem representa a turbidez e sedimentos em suspensão em águas costeiras (ESPINOZA VILLAR *et al.*, 2013; MILLER; MCKEE, 2004; PAVELSKY; SMITH, 2009; TAVORA *et al.*, 2019; TIAN *et al.*, 2014).

Devido à carência de dados de campo que permitissem avaliar os algoritmos de conversão de irradiância de bandas específicas para concentração de sedimentos em suspensão, só foi avaliado o aspecto da distribuição da turbidez, sem considerar a questão da concentração. Assim, a turbidez, como proxy para a concentração de sedimentos em suspensão, foi derivada da matriz de vermelho das imagens ‘geotiff’ salvas. A turbidez então é quantificada em termos de ‘nível de vermelho’ ou NV em 12 bits.

4.2.2 Sensor MODIS

O sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) está a bordo dos satélites Aqua (conhecido como EOS PM-1) e Terra, tendo orbitas polares. Estes satélites foram lançados pela National Aeronautics and Space Administration (NASA) em 4 de Maio de 2002 e 18 de Dezembro de 1999, respectivamente. Os satélites medem a energia refletida e emitida pela superfície da terra em 36 bandas com largura de 0,4 a 14,4 μm , da região do

visível (0,4-0,7 μm) até o Infravermelho termal (IR termal) (3-14 μm) do espectro eletromagnético.

A resolução temporal é de 1 dia (CHEN, S. *et al.*, 2015) e as espaciais são de 250 m (banda 1 a 2), 500 m (banda 3-7) e 1000 m (da banda 8 a 36). Os satélites estão em órbita síncrona com o sol, ou seja, o satélite passa a mesma hora a cada dia sobre o mesmo local na superfície da Terra (GREEN *et al.*, 1996) e cruza o equador às 10 : 30 AM (Terra, órbita descendente) e 1:30 PM (Aqua, órbita ascendente) do horário local, respectivamente. A resolução espacial de 250 m com bandas 1 e 2 centradas nos comprimentos de onda de 645 e 859 nm, é a mais adequada para aplicações em estuários, baías e regiões costeiras (CHEN, Z.; HU; MULLER-KARGER, 2007; SHEN *et al.*, 2014)

As imagens dos satélites Aqua e Terra foram selecionadas para banda 1 (vermelho, centrada em $\lambda = 645 \text{ nm}$) do sensor MODIS e é ideal para estimar a sazonalidade da turbidez e concentração de material particulado em suspensão (p.ex., MACIEL; SANTORO; PEDOCCHI, 2021; MILLER; MCKEE, 2004; PAVELSKY; SMITH, 2009; TAVORA *et al.*, 2019; YANG, G. *et al.*, 2018).

4.2.3 Sensor VIIRS-SNPP

O sensor Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS) é um instrumento a bordo dos satélites Suomi National Polar-orbiting Partnership (S-NPP) e NOAA-20 lançados pela NOAA/NASA em 28 de Outubro de 2011 e Novembro de 2017, respectivamente. O VIIRS tem 22 bandas espectrais (HILLGER *et al.*, 2015) cobrindo o espectro electromagnético do visível ao infravermelho entre 0,412 μm and 12,01 μm , sendo 16 bandas espectrais (M-bands) com resolução espacial de 750 m e as restantes 5 bandas (I-bands) com resolução de 375 m no nadir.

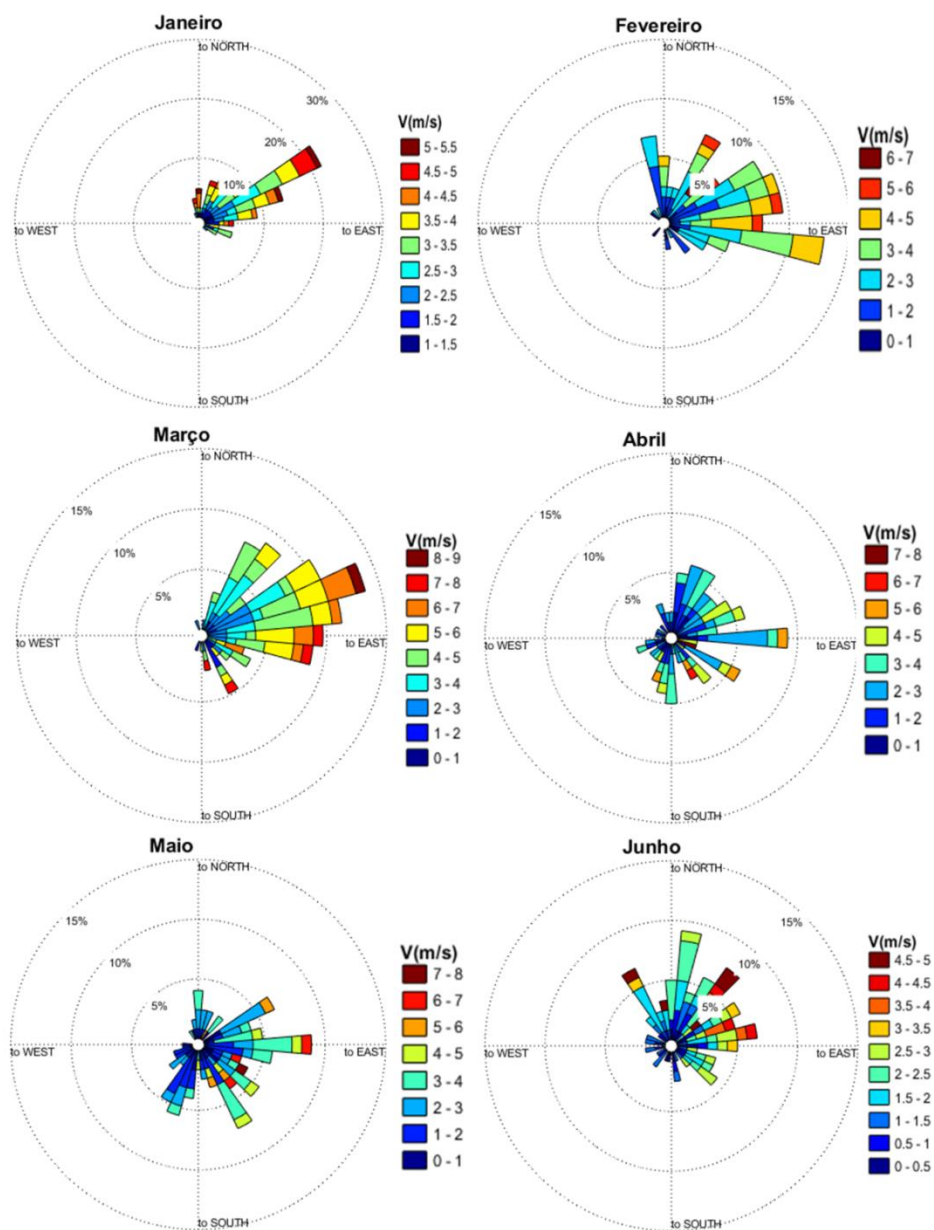
As composições do Red (R), Green (G) e Blue (B), são representados por I1 (0,64 μm), M₁ (0,41 μm) e M₄ (0,55 μm), respectivamente (HILLGER *et al.*, 2015). Para o NOAA, as imagens com refletâncias corrigidas estão disponíveis desde 25 de Abril de 2020 com resolução temporal diária. O Suomi - NPP cruza o equador ~ 13:30 PM (órbita ascendente) e o NOAA-20 (JPSS-1) cruza o equador ~ 50 minutos antes do Suomi - NPP e as imagens com

refletâncias corrigidas estão disponíveis desde 24 de Novembro de 2015.

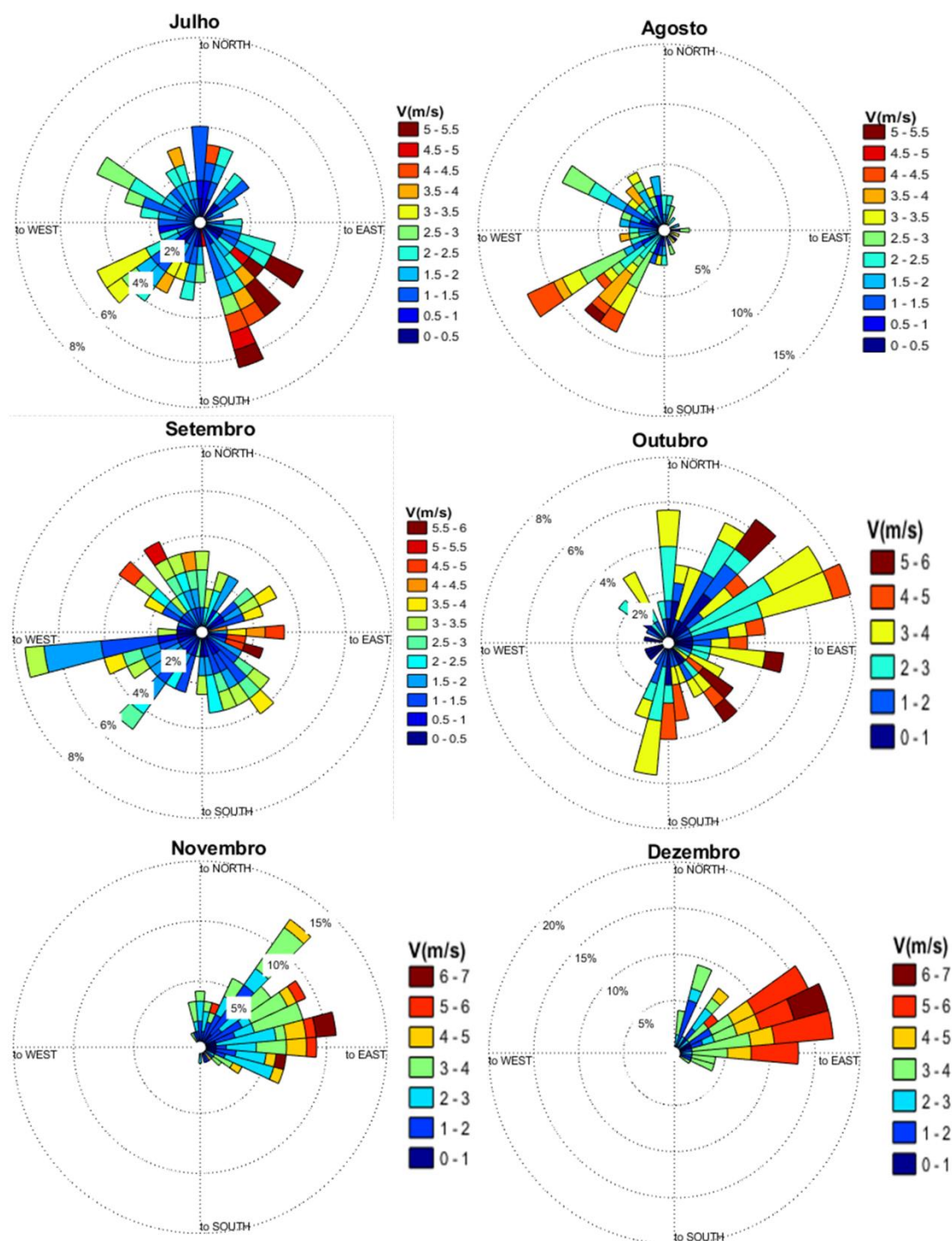
4.2.4 Ventos

Os dados de ventos são importantes para analisar a variabilidade espacial e temporal da distribuição de turbidez. Os ventos foram extraídos da reanálise do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) em intervalo de amostragem de 6 horas. As Figs 1 e 2 mostram a variação das intensidades e direções de ventos para 2020 extraídas do NECP/NOAA. Os ventos foram extraídos do NOAA devido à escassez de dados de ventos com séries contínuas do Instituto Nacional de Meteorologia (INAM). Os resultados do NOAA mostraram uma variabilidade de ventos entre 0 a 9 m/s, com predominância de ventos de Nordeste entre Novembro e Março, e de Abril à Outubro persistem ventos soprando de todas as direções. Os ventos de Sul são os mais predominantes durante todo o ano (HOGUANE, Antonio Mubango, 2007; SIGAÚQUE *et al.*, 2020; SILVA; BANGA; ALVES, 2017).

Figs. 1 - Histograma direcional de ventos extraídos do NCEP/NOAA de Janeiro à Junho de 2020



Figs. 2 - Histograma direcional de ventos extraídos do NCEP/ NOAA de Julho à Dezembro de 2020



4.3 Resultados

4.3.1 Composição das imagens de satélite

A Figs. 3 apresenta a série temporal de maré semidiurna simulada para o marégrafo do porto de Maputo, bem como horário de coleta de imagens de satélite para o mês de Agosto de 2020 em condições atmosféricas favoráveis, tais como presença de poucas nuvens (p.ex., Carniello et al., 2014). O mês de Agosto é representativo da estação seca (Abril-Setembro) (SIGAÚQUE *et al.*, 2020), com maior probabilidade de compor uma série temporal de imagens mais longa (p.ex., Tabela 6).

Figs. 3 - Elevação da maré no marégrafo do porto de Maputo simulada pelo modelo hidrodinâmico do Delft3D e horário da tomada de imagens de satélite

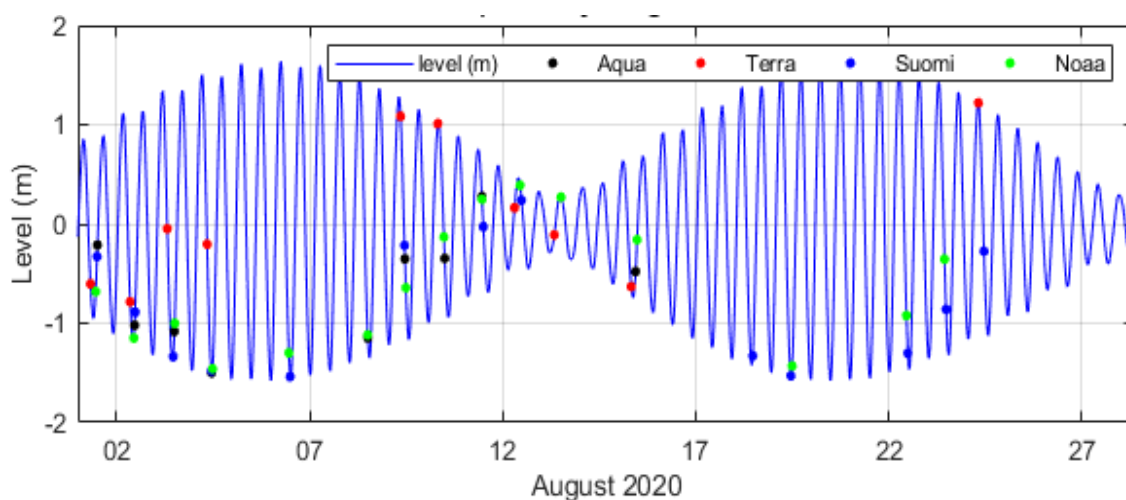


Tabela 6 - Série temporal de imagens sem nuvens e percentual de ocorrência para 2020

Mês	Número de imagens				%			
	Aqua	Terra	Suomi	NOAA	Aqua	Terra	Suomi	NOAA
Jan	7	2	2	0	12,07	4,00	4,76	0,00
Fev	4	1	0	0	6,90	2,00	0,00	0,00
Mar	3	2	1	0	5,17	4,00	2,38	0,00
Abr	1	2	2	0	1,72	4,00	4,76	0,00
Mai	10	9	3	11	17,24	18,00	7,14	25,58
Jun	7	9	5	5	12,07	18,00	11,90	11,63
Jul	6	10	5	9	10,34	20,00	11,90	20,93
Ago	4	7	12	5	6,90	14,00	28,57	11,63
Set	4	2	4	2	6,90	4,00	9,52	4,65
Out	4	2	2	3	6,90	4,00	4,76	6,98
Nov	4	2	1	5	6,90	4,00	2,38	11,63
Dez	4	2	5	3	6,90	4,00	11,90	6,98
Total	58	50	42	43	100	100	100	100

4.3.2 Dinâmica sazonal e interanual da turbidez

As imagens dos sensores MODIS e VIIRS com refletâncias corrigidas no TOA mostram uma variabilidade de distribuição temporal e espacial de turbidez de 2010 a 2021 em níveis de refletância na faixa do vermelho Figs. 4.

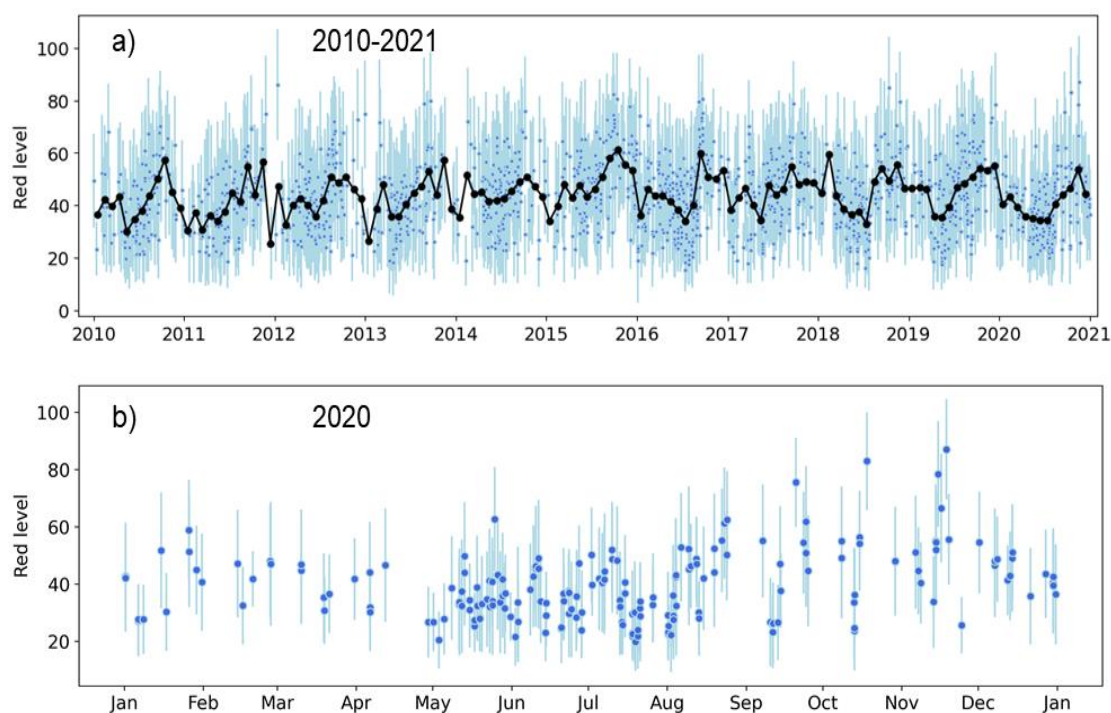
As séries temporais foram separadas em três segmentos:

- a) Série temporal composta por 1076 imagens de 2010 a 2021 para quatro satélites, dependendo da disponibilidade das imagens sem nuvens, bem como do lançamento do satélite;
- b) Composição de imagens de verão e inverno de 2020 em um total de 134 para o inverno e 59 para o verão;
- c) Composição de 28 imagens de Agosto de 2020 (Fig4b). O mês de Agosto foi definido para avaliar o comportamento da turbidez no ano mais recente e com maior probabilidade de ocorrência de mais imagens sem nuvens, no caso, 2020.

A Distribuição média mensal de turbidez em níveis de refletância na faixa de vermelho é mostrada na Figs. 4a. As médias foram determinadas com uma composição de 1760 imagens dos sensores MODIS e VIIRS abordo dos satélites Aqua, Terra, NOAA e Suomi - NPP. A Figs. 4b mostra a variabilidade sazonal da distribuição de turbidez, conforme o lançamento e disponibilidade de imagens com refletâncias corrigidas.

A Figs. 4a apresenta os padrões anuais de distribuição média de turbidez em níveis de refletância na faixa do vermelho. As flutuações dos valores médios evidenciam um padrão claro de sazonalidade, durante o qual os valores mais altos de turbidez são mostrados no final de cada ano (estação chuvosa, verão) e os baixos no inverno (estação seca, Abril -Setembro).

Figs. 4 - Distribuição média mensal de turbidez em níveis na refletância da faixa de vermelho (a) e sazonal para o ano de 2020 (b). Os pontos em preto (a) e azul (b) representam a média da turbidez

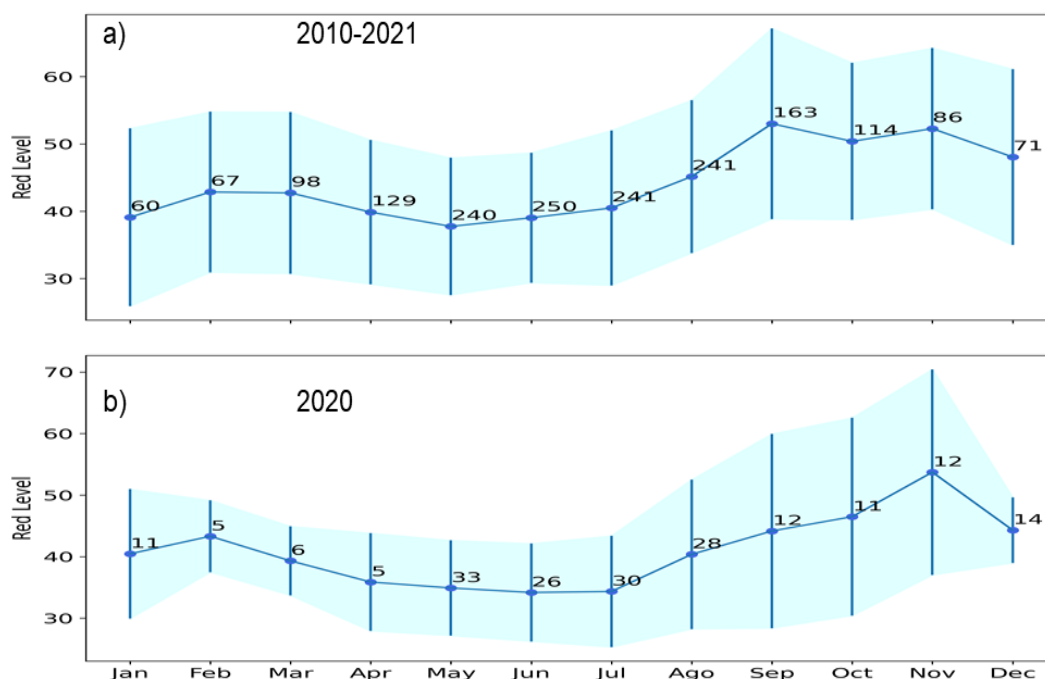


A intensificação dos valores médios observados na Figs. 4a para o período chuvoso, podem estar relacionados com a intensificação de eventos de descargas líquidas. Observando a Figs. 4a, constata-se que os maiores picos de médias de turbidez na refletância na faixa do vermelho foram observados em finais de 2010, 2012, 2013, 2016 e 2018 como valores de ~ 60 e com valores mais baixos de ~ 20 níveis na refletância do vermelho.

Na Figs. 5, dos principais resultados obtidos, destaca-se:

- a) Padrão similar de distribuição sazonal de turbidez. Contudo, são notáveis as diferenças médias de turbidez entre o verão e inverno. No verão há maior probabilidade de ocorrência de valores mais altos;
- b) Valores médios mais baixos são mostrados do final do inverno (Abril a Julho) com ~ 40 níveis de refletâncias na faixa do vermelho para ambos painéis (a) e b)) e no verão entre Agosto e Novembro, de ~ 40 a ~ 50 níveis de refletâncias na faixa do vermelho;
- c) O pico máximo de turbidez no inverno é visto em Setembro (2010-2021) e para o verão, em Novembro (2020), com valores acima de 60 níveis de refletâncias na faixa do vermelho para ambos casos.

Figs. 5 - Variação temporal de turbidez na refletância da faixa do vermelho para a baía de Maputo entre Janeiro e Dezembro. Os números no interior dos mapas indicam a quantidade de imagens obtidas, em a) são 1760 imagens de 2010 a 2021 e b) são 193 referentes ao ano de 2020, em (a) imagens de Aqua e Terra (2010 a 2021), Suomi (2015-2021) e NOAA (2020-2021). Os extremos de máximos e mínimos são representados pela área sombreada em azul claro. A média mensal da turbidez é indicada pela linha horizontal

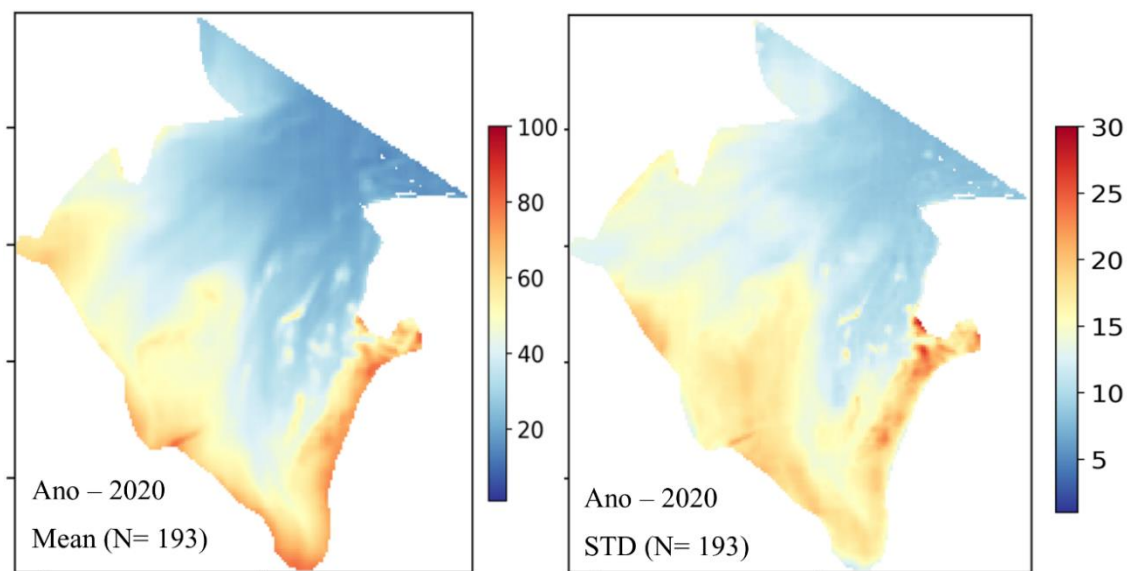


A Figs. 6 mostra a distribuição média de turbidez em níveis de refletância na faixa do vermelho (painel à esquerda) e desvio padrão em relação à média (painel à direita). De forma geral, a concentração de sedimentos diminui da desembocadura da baía de Maputo (Fig. 1c) em direção a parte central da baía.

A boca do rio Maputo (Fig. 1b) e as extremidades Oeste e Leste do rio Maputo mostram maiores concentrações de turbidez com valores variando entre 40 e ~ 80 níveis de refletância do vermelho. Os valores baixos variaram até ~ 40 níveis de refletância do vermelho. O padrão de distribuição é similar aos meses de Janeiro a Dezembro de 2020.

Os resultados do desvio padrão (painel a direita) mostram que em áreas de menor turbidez houve também menores valores de desvio padrão. Os valores oscilaram entre 10 e ~ 15. Por sua vez, em áreas com maiores concentrações de material particulado em suspensão houveram maiores desvios em relação a média com valores oscilando entre 15 e 20.

Figs. 6 - Média anual de turbidez em níveis na refletância da faixa de vermelho (painel à esquerda) e desvio padrão (painel à direita) para o ano de 2020 (Janeiro - Dezembro). O N representa a quantidade de imagens usadas, N= 193, STD representa o desvio padrão



4.3.3 Características da sazonalidade da turbidez no verão e inverno

As Figs 7 e 8 apresentam a distribuição espacial e sazonal da turbidez para o verão e inverno referente ao ano de 2020, respectivamente. Nestes mapas, verifica-se um padrão de distribuição horizontal similar. Das análises verifica-se que:

- a) Distribuição sazonal similar para ambos mapas. Altas concentrações de material em suspensão observadas na parte Sul e Oeste da baía de Maputo;
- b) Os maiores valores são observados no verão em relação ao inverno. Os meses de Abril a Julho mostram menores valores de turbidez em ~ 40 níveis de refletâncias na faixa do vermelho;
- c) As concentrações aumentam de Agosto a Novembro (verão) chegando atingir valores de níveis do vermelho de ~ 80. O mês de Novembro apresentou maiores tonalidades dos níveis do vermelho;
- d) Próximo a desembocadura do rio Maputo (Fig. 1), verifica-se

maior concentração do material particulado em suspensão, quando comparado com as desembocaduras dos rios Incomati e Umbeluzi;

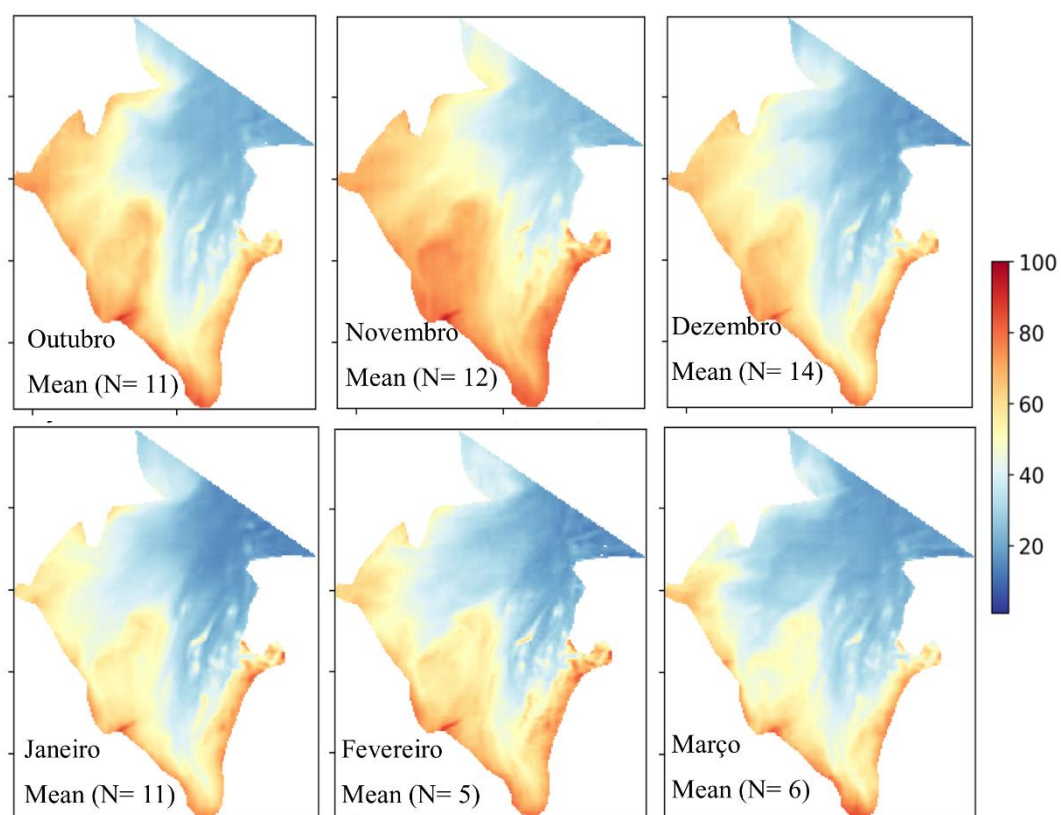
e) Baseado nestes resultados, em termos de distribuição de turbidez, a baía de Maputo pode ser dividida em dois compartimentos: 1) da abertura da baía de Maputo (Fig. 1 C (A-A')) até a parte central são predominantes baixas concentrações de turbidez e 2) parte Sul - área de maior concentração;

f) Considerando a desembocadura do rio Maputo, também podemos definir dois compartimentos: 1) na parte central do rio Maputo há tendência de altas concentrações, 2) na parte Oeste do rio Maputo, em direção a desembocadura do rio Umbeluzi existe maior probabilidade de ocorrência de maiores concentrações de material particulado em suspensão em relação a parte Leste.

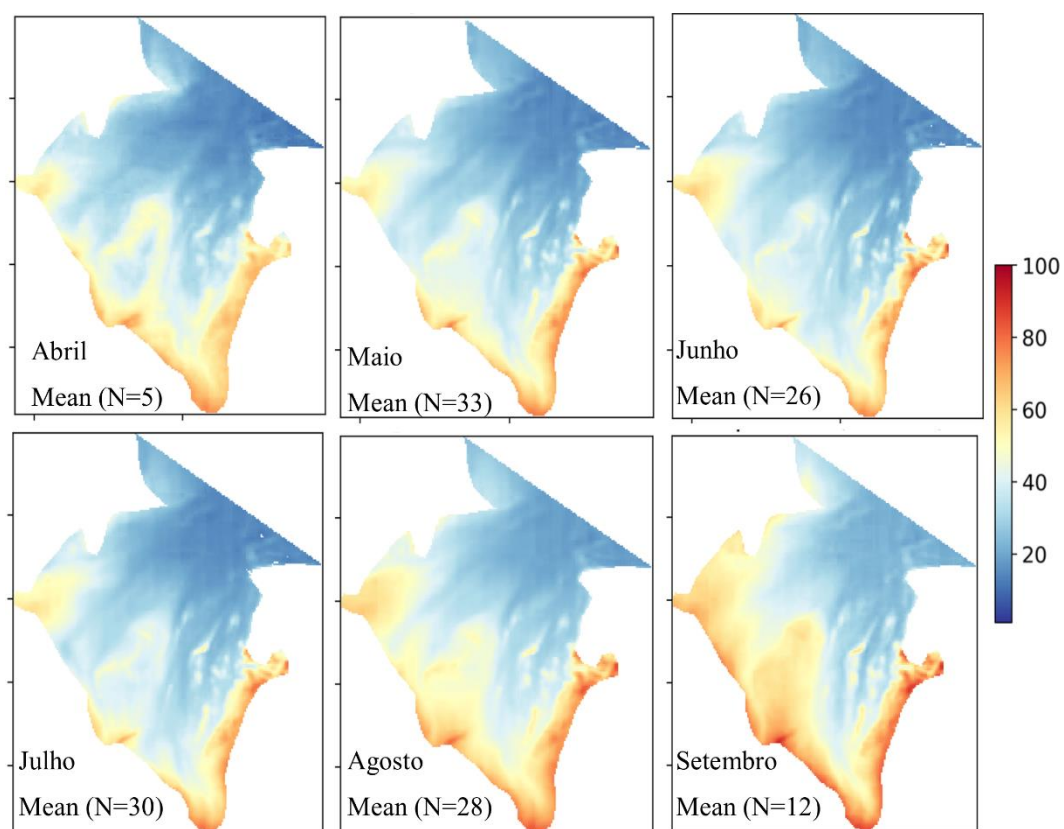
Neste caso, os sedimentos em suspensão têm maior concentração na desembocadura do rio Maputo e diminuem em direção a Leste e Oeste. As baixas concentrações estão direcionadas à desembocadura da baía de Maputo onde predominam sedimentos não coesivos (Fig. 1b) (ACHIMO, 2002).

De forma geral, os mapas de distribuição de turbidez em níveis de refletância na faixa de vermelho na baía de Maputo sugerem altas concentrações no verão em relação ao inverno, porém em todos os períodos são visíveis marcas de tendência de focos de aprisionamento de material particulado na desembocadura do rio Maputo, rio Umbeluzi e na parte sul da ilha de Inhaca (Fig. 1b).

Figs. 7 - Médias mensais de turbidez em níveis na refletância da faixa de vermelho (%) para o período de verão (Outubro - Março) de 2020. O N representa a quantidade de imagens para cada mês. Para o verão são no total de 59 imagens extraídas sem nuvens

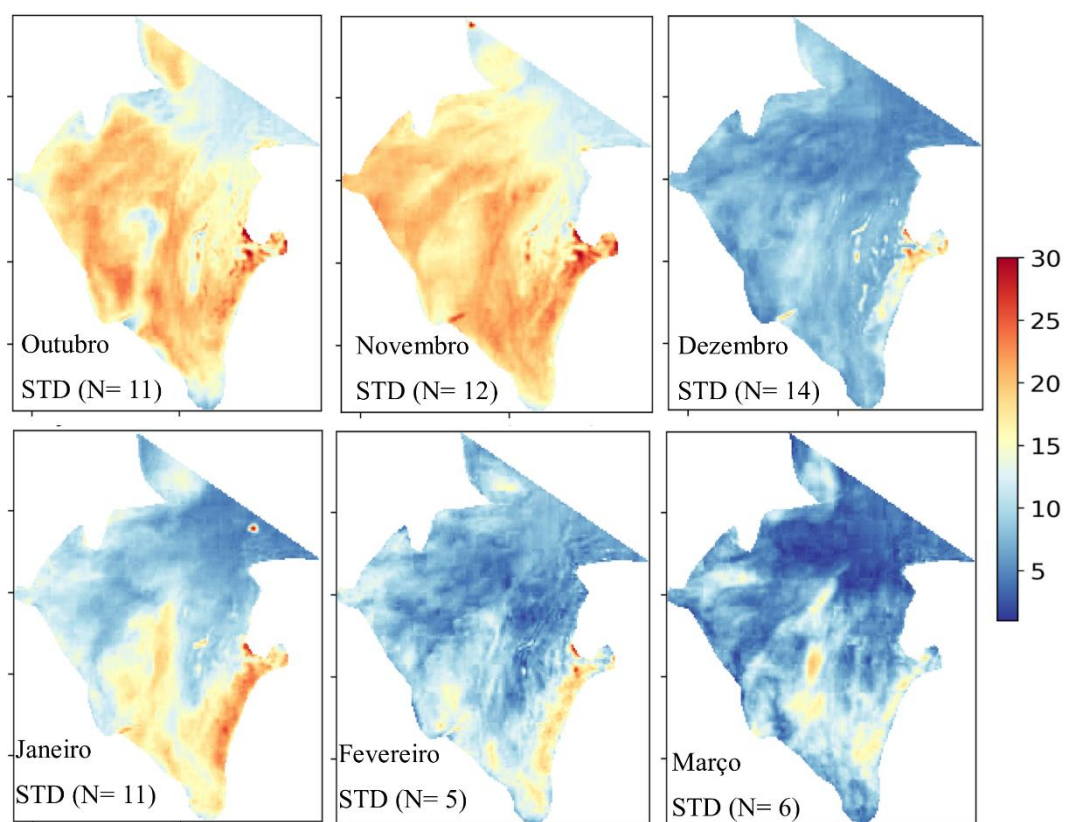


Figs. 8 - Médias mensais de turbidez na refletância da faixa do vermelho (%) para o período de inverno (Abril-Setembro) de 2020. O N representa a quantidade de imagens para cada mês. Para o inverno são no total 134 imagens extraídas sem nuvens

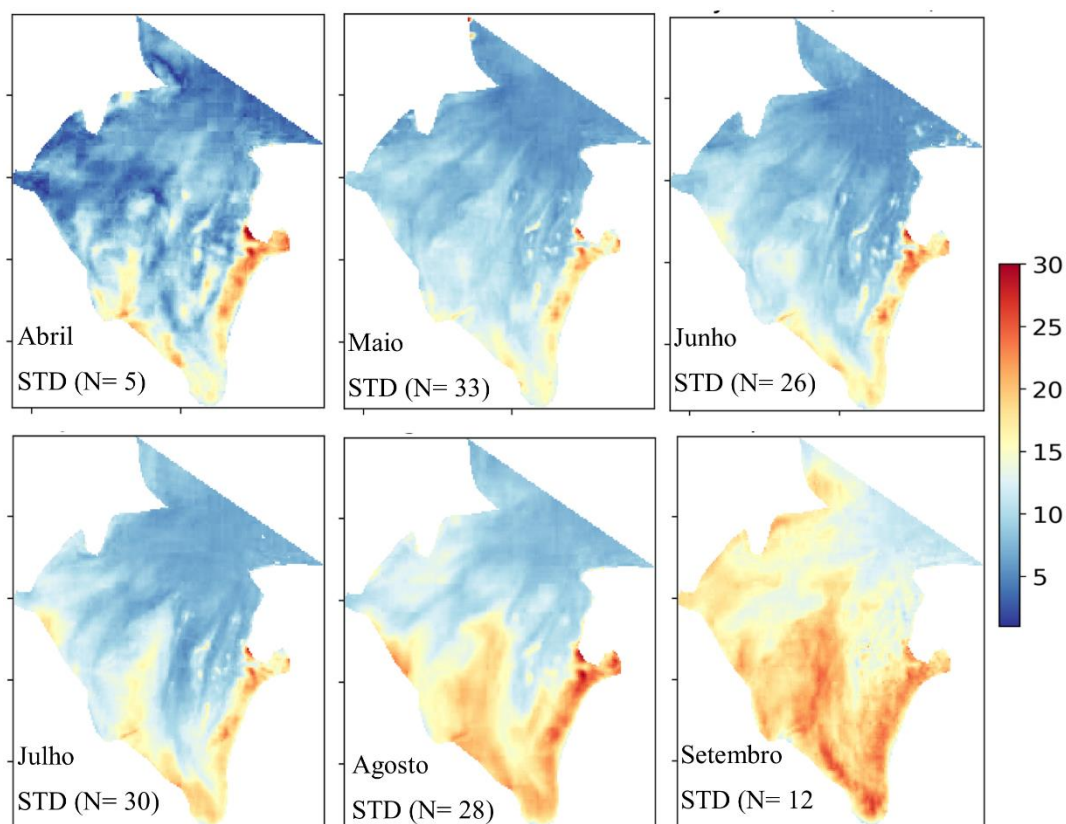


De forma geral, os menores desvios em relação a média foram encontrados nos meses de Outubro e Novembro (verão). No inverno, Agosto e Setembro (próximo ao início do verão) apresentaram maior tendência de desvio em relação à média.

Figs. 9 - Desvio padrão em relação a valores médios mostrados na **Erro! Fonte de referência não encontrada..**
 TD representa o desvio padrão em relação à média. Um total de 59 imagens sem nuvens para o verão (Outubro - Março) de 2020



Figs. 10 - Desvio padrão em relação a valores médios mostrados na Figura 27. STD representa o desvio padrão em relação a média. Um total de 59 imagens sem nuvens para o inverno (Abril- Setembro) de 2020



Para avaliar as técnicas utilizadas para estimativas das distribuições médias de mensais de turbidez na refletância da faixa do vermelho (%), foram calculados os coeficientes de correlação (r) e o erro quadrático médio (EQM) comparando os valores medidos pelos satélites Aqua, Suomi - NPP, NOAA e Terra e os calculados.

Em estudos ambientais considerando estuários, baías e plataformas continentais adjacentes, os resultados são considerados significativos quando os intervalos de confiança e significância são de $\sim 95\%$ (WILLIAMS; ESTEVES, 2017). As Figs 11 e 12 mostram a relação de concordância sazonal para o verão (Outubro à Março) e inverno (Abril à Setembro).

O coeficiente de correlação de Pearson (r) é um parâmetro estatístico que avalia a correlação entre os dados medidos e modelados (WILLIAMS; ESTEVES, 2017). O (r) varia entre -1 e 1, quando $r = 0$ implica que não existe correlação linear entre as variáveis, por sua

vez, quando os valores de r estão mais próximos de 1 ou -1, existe uma forte linearidade entre as duas variáveis. As Figs 11 e 12 ilustram o diagrama de correlação para o inverno e verão, respectivamente. No inverno, todos os mapas mostram um bom desempenho em relação ao coeficiente de determinação, r^2 , com valores entre 0,93 e 0,99, com mais destaque para o mês de Agosto que o r^2 foi de 0,99.

Em relação a declividade, o mês de Agosto apresentou maior aproximação dos dados em relação a equação linear da reta com o valor de 1,03 seguido do mês de Maio com o valor de inclinação da reta de 0,98.

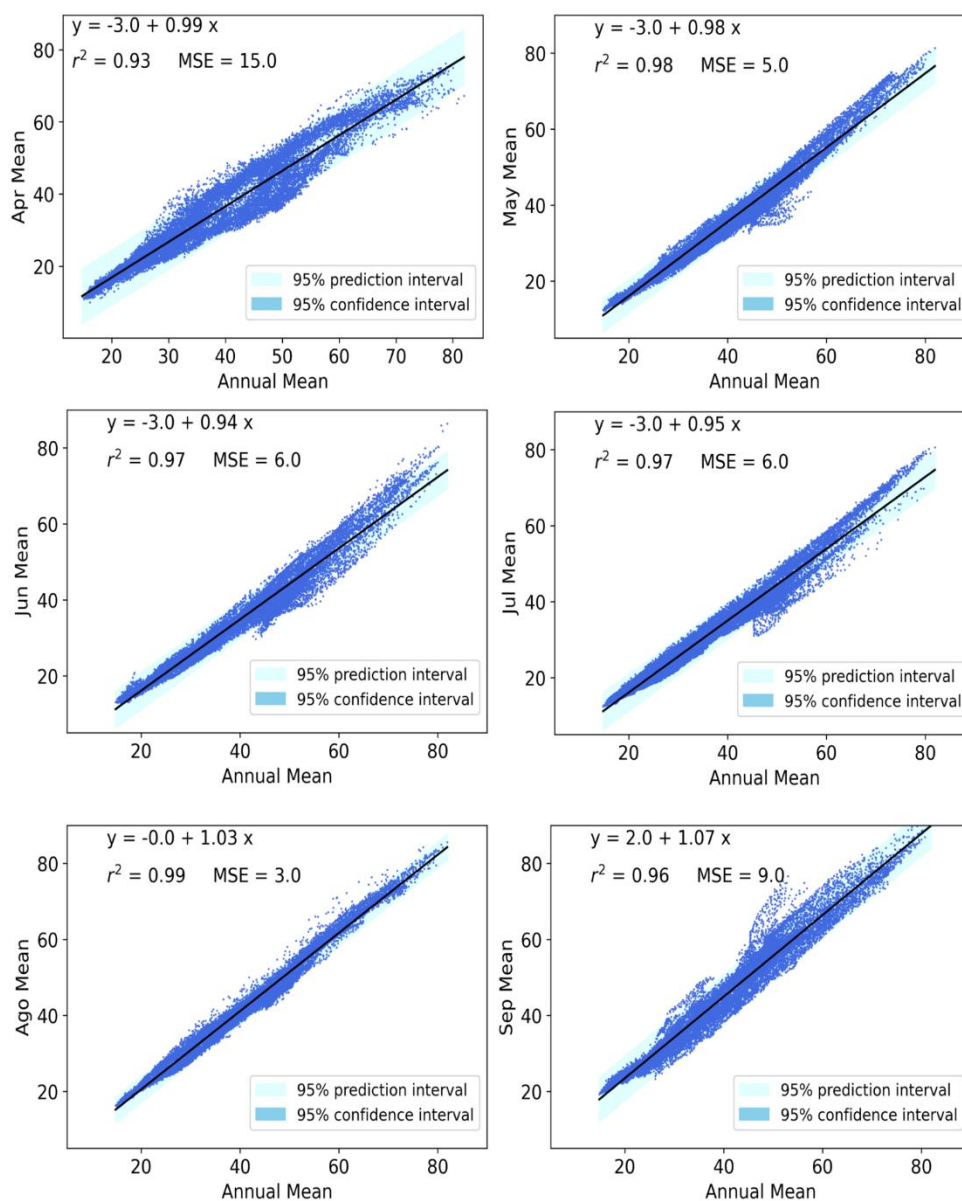
No verão, houve uma boa tendência de correlação entre as médias mensais e anuais dos níveis de refletância na faixa do vermelho. A inclinação da equação da reta entre as médias anuais e médias mensais apresentou bom desempenho, bem como o coeficiente de determinação, r^2 , que foi de 0,98 para o mês de Janeiro.

Comparando a tendência dos mapas de dispersão para o inverno e verão (Tabela 6), verifica-se que o maior desempenho foi observado no inverno o que pode estar relacionado com a probabilidade de aquisição de maior quantidade de imagens em períodos sem nuvens (p.ex., Green et al., 1996).

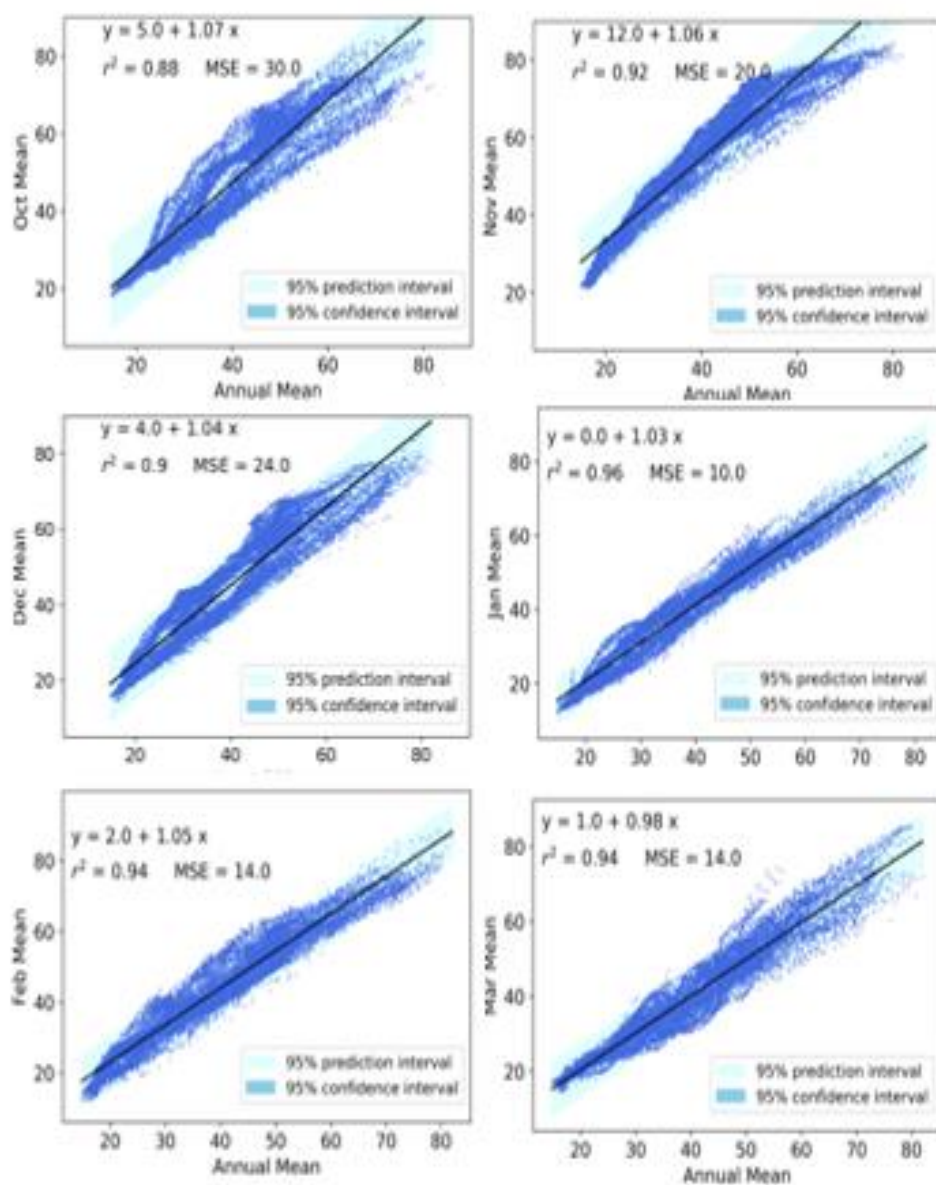
Com estes mapas de dispersão pode se constatar que:

- a) Devido a maior probabilidade de ocorrência de mais dias sem nuvens no período do inverno, os satélites mediram melhores dados em relação ao período chuvoso (verão) (p.ex., Constantin et al., 2016);
- b) A relação entre as médias anuais e mensais de turbidez na refletância da faixa do vermelho é linear;
- c) As disparidades dos resultados em termos de magnitudes foram menores.

Figs. 11 - Diagrama de correlação entre as médias mensais e anuais de Abril à Setembro (inverno) nas bandas espectrais do vermelho derivados dos sensores MODIS e VIIRS



Figs. 12 - Diagrama de correlação entre as médias mensais e anuais de Outubro à Março (verão) nas bandas espectrais do vermelho derivados dos sensores MODIS e VIIRS



4.3.4 Variação da turbidez com a maré, ventos e correntes de maré

As Figs 13 a 16 apresentam exemplos de eventos de curta duração distribuição média de turbidez combinando com maré, correntes de maré e ventos. O mês de Agosto representa o fim do inverno (Abril-Setembro) de 2020.

Na preamar (dia 7 e 13 (Figs. 13), baixamar (3 e 15 de Agosto (Figs. 14), meia maré de enchente (1 e 13 de Agosto (Figs. 15), meia maré de vazante e início da vazante (3 e 9 de Agosto (Figs. 16)). A hora da maré coincide com a hora das correntes de maré e passagem dos satélites na baía de Maputo (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>).

Dos resultados da Figs. 13, destaca-se:

a) Na preamar de sizígia e quadratura o padrão de distribuição de turbidez é similar em toda a baía;

b) Maiores gradientes de concentração de turbidez foram encontrados na parte Sul (com destaque na desembocadura do rio Maputo) e a Noroeste (em direção a boca do rio Umbeluzi, Fig. 1b) e as menores próximo a desembocadura da baía e parte central onde tem predominância de sedimentos não coesivos **Erro! Fonte de referência não encontrada.**

ADDIN CSL_CITATION {"citationItems":[{"id":"ITEM-1","itemData":{"author":["dropping-particle":"","family":"Achimo","given":"M","non-dropping-particle":"","parse-names":false,"suffix":""}], "id":"ITEM-1","issued":{"date-parts":[["2002"]]}, "title":"Sedimentology and Geochemistry of the recent sediments in Maputo Bay, Mozambique – Avhandling För Filosofie Docktorexamen (PhD thesis) No 314. Stockolm University, Sweden","type":"article"},"uris":["http://www.mendeley.com/documents/?uuid=a157b623-47e9-454f-904a-765908b110ae"]}], "mendeley":{"formattedCitation":"(ACHIMO, 2002)","plainTextFormattedCitation":"(ACHIMO, 2002)","previouslyFormattedCitation":"(ACHIMO, 2002)"},"properties":{"noteIndex":0,"schema":"https://github.com/citation-style-language/schema/raw/master/csl-citation.json"}(ACHIMO, 2002);

c) Maiores concentrações foram observadas em direção a costa (entre 60 e 80 na refletância da faixa do vermelho);

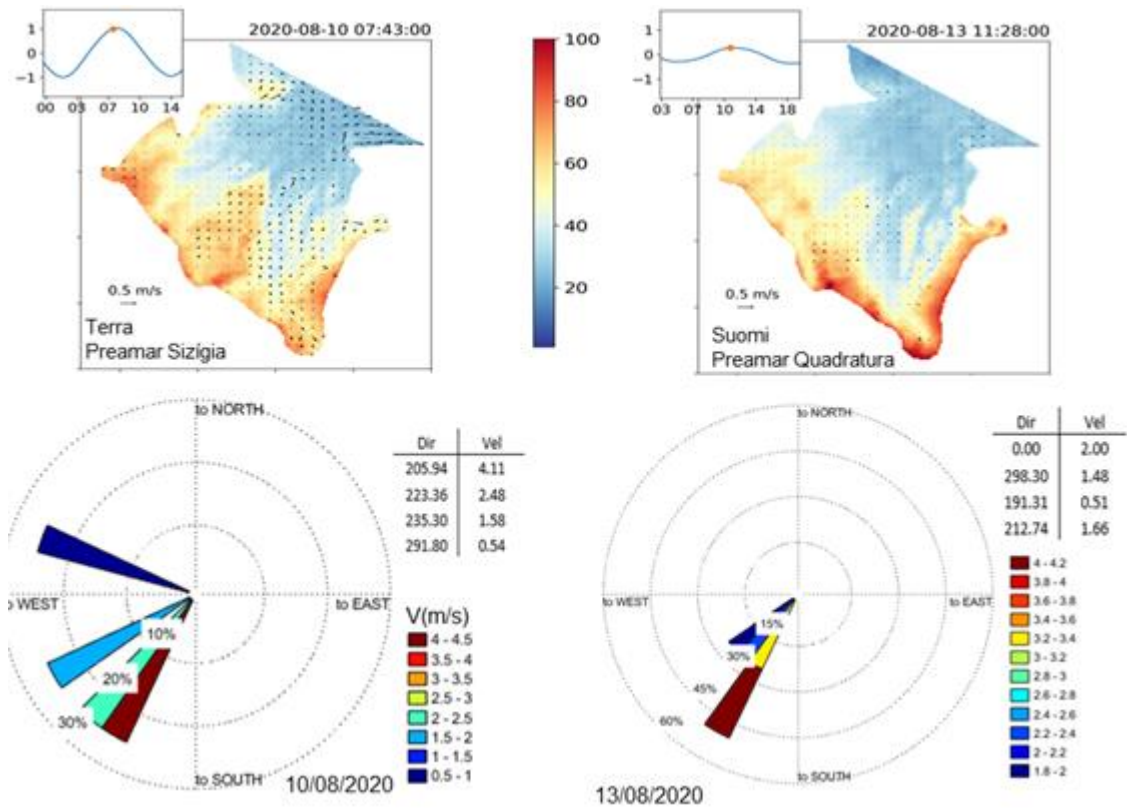
d) Na preamar (Figs. 14) as correntes de maré tenderam a zero,

condição típica de onda do tipo estacionaria, em que as máximas correntes ocorrem nas meias marés de enchente ou vazante, ou seja, próximo a nível médio do mar (WARD *et al.*, 2018), contudo existe uma energia que mantem o particulado em suspensão que pode advir da acção das ondas;

e) Nos dois dias houve prevalência de ventos de SW (extraídos do NCEP/NOAA) que variaram de 0,51 à 4,11 m/s. Na escala de Beaufort variaram de calmo a brisa fraca com ondulações até 60 cm (WHEELER; WILKINSON, 2004);

f) No dia 10 de Agosto de 2020, os ventos tenderam a sopram de SW, exceto o de intensidade de 0.54 m/s previsto as 18 h, soprou de NW.

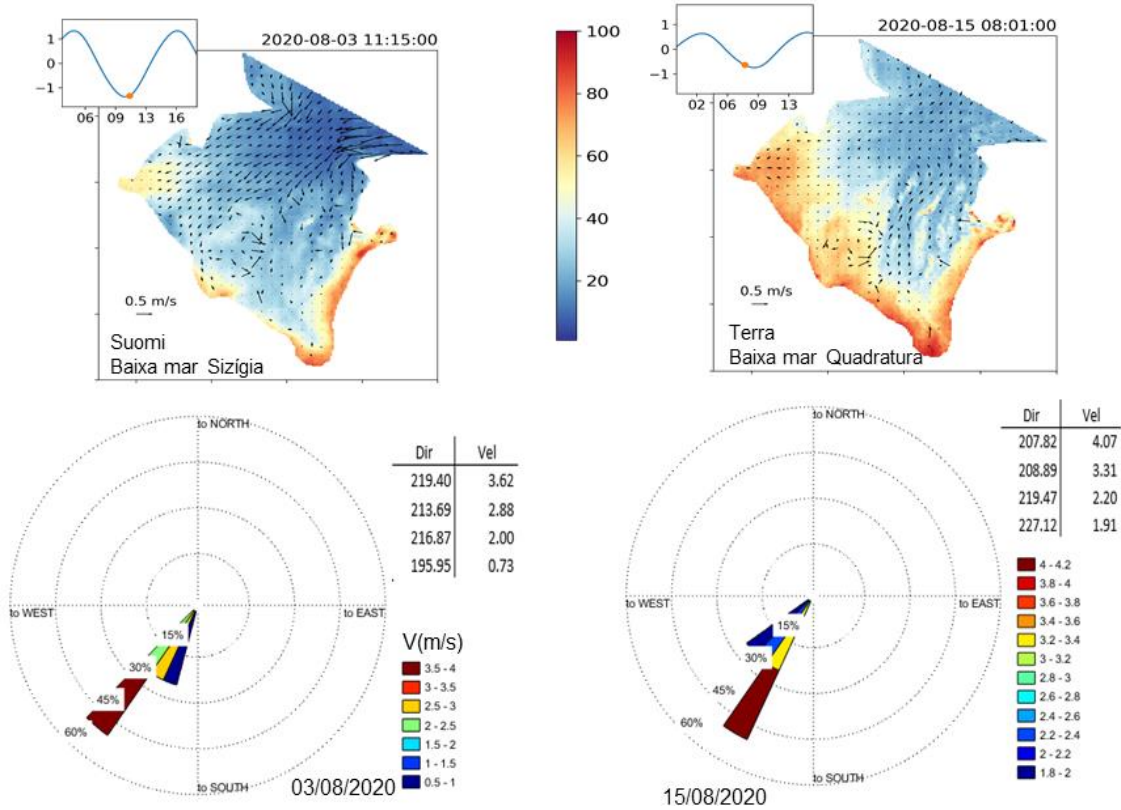
Figs. 13 - Distribuição da turbidez em níveis de refletância na faixa de vermelho (%), ventos, correntes de maré (vetores em azul) na preamar e sizígia e quadratura. A refletância do vermelho, a maré e corrente de maré foram medidos para a mesma hora. A intensidade e direção de vento foram obtidas do NCEP/NOAA



Na baixamar de sizígia e quadratura (Figs. 14), os padrões de distribuição de turbidez em níveis de refletância na faixa do vermelho são similares, apesar de serem resultados de satélites diferentes. Apesar de seguirem o mesmo padrão de distribuição, no painel à direita, verifica-se maior concentração de sedimentos em suspensão em relação ao painel à esquerda que representa medições do satélite Suomi - NPP.

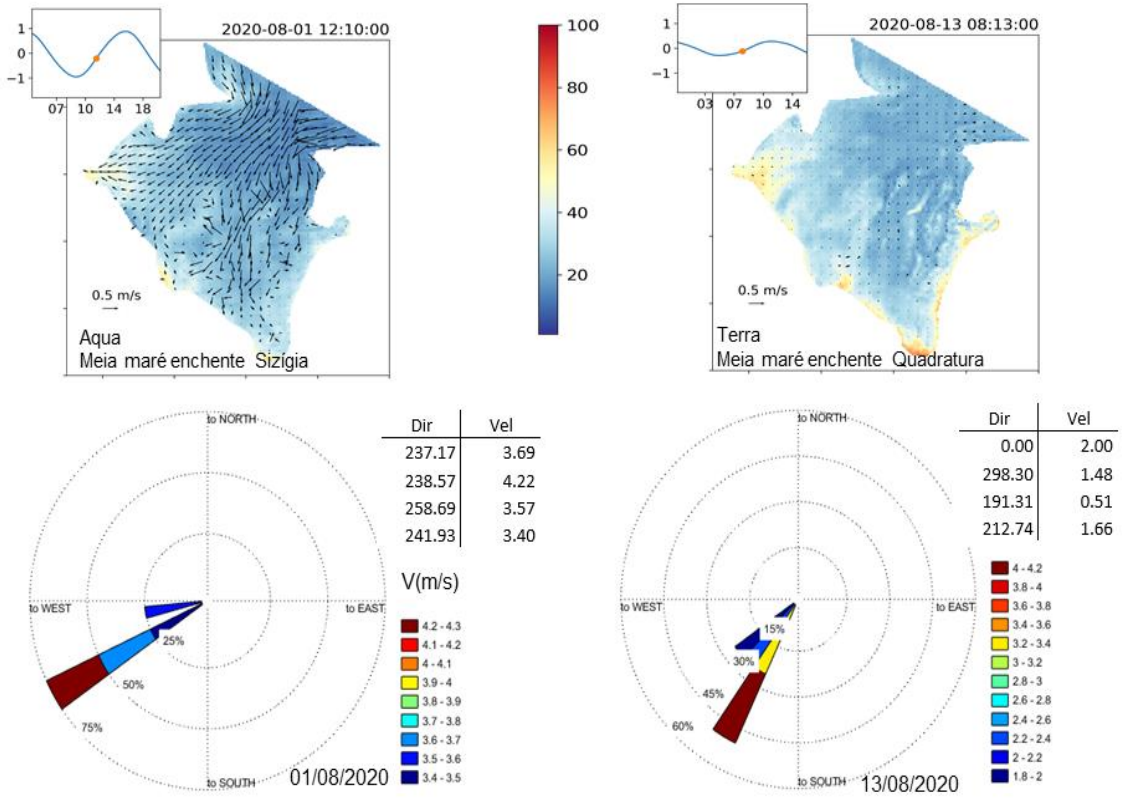
Nestas datas, as direções dos ventos foram de SW e com intensidades entre 0,73 e 4,07 m/s. As concentrações em níveis de refletância na faixa do vermelho foram mais intensas próximo à costa. O satélite Suomi - NPP mostrou concentrações baixas da boca da baía de Maputo.

Figs. 14 - Distribuição da turbidez em níveis de refletância na faixa de vermelho (%), ventos, correntes de maré (vetores em azul) na baixamar para sizígia e quadratura. A refletância do vermelho, a maré e corrente de maré foram modeladas para a mesma hora. A intensidade e direção de vento foram obtidas do NCEP/NOAA



As correntes de maré de sizígia, em geral são mais intensas em relação às de quadratura devido ao efeito vigoroso da turbulência para marés do tipo meso (WARD *et al.*, 2018) como é o caso da baía de Maputo (SIGAÚQUE *et al.*, 2020). A Figs. 14 apresenta a distribuição de turbidez em níveis de refletância na faixa do vermelho. Nos dois painéis verifica-se que a turbidez foi baixa, porém na meia maré de quadratura houve aumento ligeiro devido ao efeito das baixas intensidades de correntes de maré em relação à sizígia.

Figs. 15 - Distribuição da turbidez em níveis de refletância na faixa de vermelho (%), ventos, correntes de maré (vetores em azul) na meia maré de enchente na sizígia e quadratura. A refletância do vermelho, a maré e corrente de maré foram modelados para a mesma hora. A intensidade e direção de vento foram obtidas do NCEP/NOAA

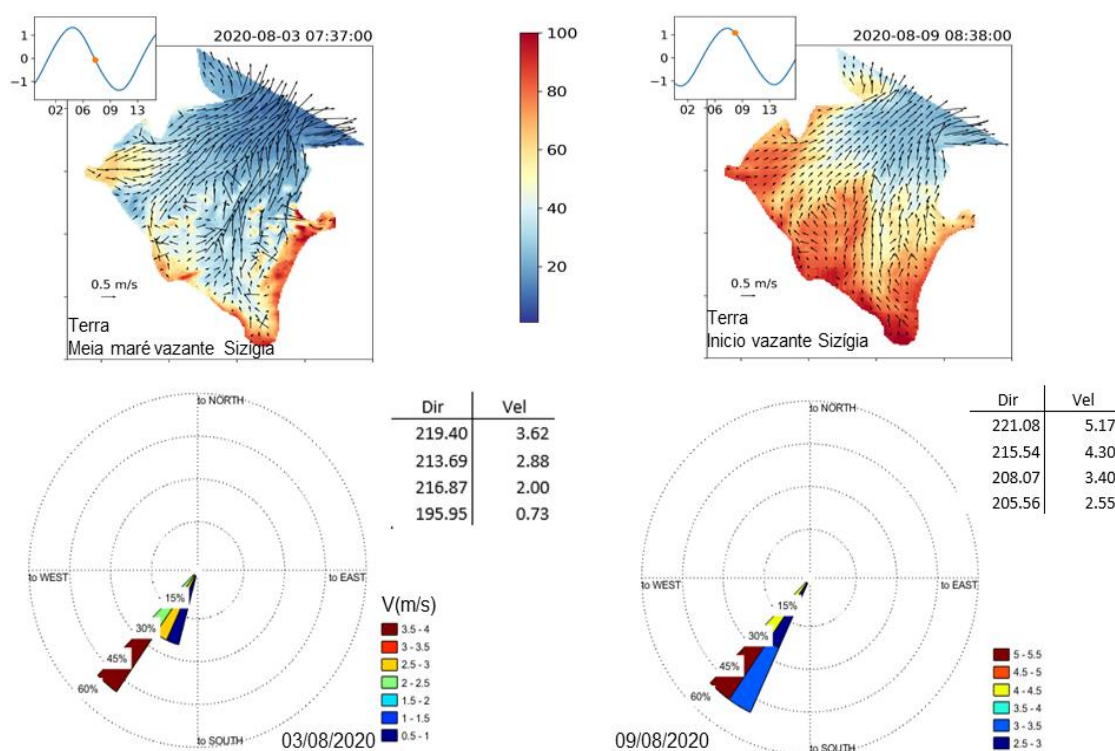


A Figs. 16 mostra a distribuição da turbidez na meia maré de vazante (painel à esquerda) e início da vazante (painel à direita). Nesta figura destaca-se:

a) Verifica-se que as concentrações maiores de turbidez média no início da vazante em relação a Meia Maré de Vazante (MMV) e com maiores concentrações na desembocadura do rio Maputo;

b) É possível verificar maior concentração de sedimentos em suspensão em momento do início de vazante (09/08/2020) em relação a MMV (03 de Agosto de 2020).

Figs. 16 - Distribuição da turbidez em níveis de refletância na faixa de vermelho (%), ventos, correntes de maré (vetores em azul) na meia maré de vazante e início da vazante na sizígia. A refletância do vermelho, a maré e corrente de maré foram modelados para a mesma hora. A intensidade e direção de vento foram obtidas do NCEP/NOAA



Os anexos V à VIII apresentam figuras complementares que realçam a distribuição mais detalhada do comportamento da turbidez na baía de Maputo. As figuras são referentes

aos satélites Aqua, Terra, Suomi - NPP e NOAA. Todos os mapas mostram uma similaridade em termos da variabilidade média da concentração de turbidez para o mês de Agosto de 2020.

Foi possível verificar que o estágio da maré (vazante/ enchente/quadratura/sizígia) é importante na detecção remota da variabilidade de parâmetros físicos como a turbidez. Importante destacar que em curtos intervalos de tempo o material particulado pode ter maiores concentrações de sedimentos (p.ex., Figs. 16).

O fluxo médio anual de descargas líquidas na baía de Maputo é de $\sim 225 \text{ m}^3/\text{s}$ e varia de $\sim 150 \sim 400 \text{ m}^3/\text{s}$ para o inverno e verão, respetivamente (Fig. 2) (SIGAÚQUE *et al.*, 2020). Os períodos de maior refletância na faixa do vermelho na baía de Maputo (cf., Figs. 7) coincidem com o período de altas descargas líquidas, enquanto as menores concentrações (cf., Figs. 8) coincidem com o inverno, com menores descargas.

4.4 Discussão

Imagens dos sensores MODIS e VIIRS a bordo dos satélites Aqua, Terra, Suomi - NPP e NOAA 20 constituem importantes ferramentas para estudos climatológicos para estimativa de material particulado em suspensão em estuários, baías e região costeira (MOREIRA *et al.*, 2013; TAVORA *et al.*, 2019). A partir de uma série temporal de 11 anos (2010-2021) de imagens com refletâncias corrigidas no Topo da Atmosfera e sem nuvens, foi analisada a dinâmica sazonal e interanual da distribuição média de turbidez na baía de Maputo, onde os níveis de turbidez variaram de 0 a ~ 100 na refletância da faixa do vermelho (%).

A turbidez não representa a concentração de material sólido presente na água, porém, é uma aproximação que responde linearmente com a presença de sedimentos em suspensão na coluna de água (CONSTANTIN; DOXARAN; CONSTANTINESCU, 2016) através de relações matemáticas empíricas (MILLER; MCKEE, 2004; TAVORA *et al.*, 2019).

Em períodos de altas descargas líquidas, a concentração de sedimentos em suspensão tende a aumentar próximo das desembocaduras dos rios (p.ex., Constantin et al., 2016) e a variabilidade das concentrações também serão relacionadas com intensidade forte de maré devido a efeito vigoroso da turbulência (CONSTANTIN; DOXARAN; CONSTANTINESCU, 2016; MILLER; MCKEE, 2004).

Os sedimentos em suspensão podem ser retidos temporariamente na zona de turbidez máxima (SIEGLE *et al.*, 2009) e a concentração dos mesmos a longo prazo pode prejudicial a navegação marítima, afetar a qualidade de água e produção primária em águas costeiras (DYER, 1995; MCANALLY *et al.*, 2007; PETUS *et al.*, 2010; TALKE; DE SWART; SCHUTTELAARS, 2009; YANG, X. *et al.*, 2017) devido a materiais de origem mineral e orgânica no fundo de estuários e baías (TIAN *et al.*, 2014).

Nossos resultados indicam maior probabilidade de ocorrência de elevadas concentrações de sedimentos em suspensão na parte Sul (com ênfase na desembocadura do rio Maputo, Fig. 1b) da baía Maputo. Altas concentrações são fortes indicadores de fraca produção primária e acúmulo de maior quantidade de contaminantes na região (CONSTANTIN; DOXARAN; CONSTANTINESCU, 2016; SIEGLE *et al.*, 2019). Áreas de maior energia de ondas são propensas a maior ressuspensão de sedimentos em suspensão.

As principais fontes de poluição na baía de Maputo provêm das atividades indústrias, portuárias, esgotos, incluindo processos de dragagem (SCARLET, 2020), o que compromete a qualidade de água local. As indústrias localizadas ao redor da cidade de Maputo, no decurso das suas atividades, na maioria dos casos descarregam efluentes não tratados para dentro da baía de Maputo (SCARLET, 2020). Os poluentes são transportados por correntes residuais (SIGAÚQUE *et al.*, 2020) e eles podem ser fatores de impacto negativo em processos de atividade biológica e qualidade de água (CONSTANTIN; DOXARAN; CONSTANTINESCU, 2016; MCANALLY *et al.*, 2007; PETUS *et al.*, 2010).

Eventos instantâneos de distribuição de turbidez em níveis de refletância na faixa do vermelho (p.ex., Figs. 13 à Figs. 16) com combinação de marés, correntes marés e ventos sugerem maior dinâmica devido às diferenças instantâneas de correntes de maré (WARD *et al.*, 2018) e valores menores são encontrados na plataforma adjacente devido ao efeito vigoroso da turbulência e ondas (p.ex., Figs. 16).

O padrão espacial de distribuição média de turbidez na baía de Maputo mostra maiores concentrações de material particulado na desembocadura do rio Maputo de Agosto à Novembro. Os valores diminuem em direção a desembocadura da baía de Maputo (Abril a Julho). Essa diminuição pode estar relacionada com processos hidrodinâmicos de transporte de escalares e eventos de baixas descargas (p.ex., Siegle *et al.*, 2019; Tavora *et al.*, 2019). Os ventos de SW observados nos períodos de eventos de curta duração agem como fatores impulsionadores de redução de fluxos de enchentes locais e diminuição de turbidez na enchente, principalmente em marés de sizígia (p.ex., Tavora *et al.*, 2019).

As distribuições sedimentológicas variam espacialmente entre a parte Oeste e Leste da baía (Fig. 1b). Próximo à desembocadura da baía de Maputo, a composição textural mostra prevalência de sedimentos não coesivos, o que sugere um domínio de correntes de maré e ondas.

Próximo à desembocadura do rio Maputo predominam os sedimentos entre lama (> 30% wt) e cascalho (ACHIMO, 2002) de forma sazonal, o que pode estar associado ao fornecimento de lama, principalmente em períodos de altas descargas líquidas (Outubro e Novembro, Figs. 7). Essas diferenças sugerem cenários diferentes de hidrodinâmica dentro da baía (p.ex., Sigauque *et al.*, 2020).

Os altos valores de turbidez em regiões com profundidades menores que 5 m (Fig. 1e, p.ex., Figs. 8) são derivados principalmente de descargas fluviais do rio Maputo (Fig. 1b) e devido aos efeitos de ressuspensão de sedimentos de fundo associados a efeitos de turbulência em marés de sizígia, ondas, esses sedimentos permanecem em suspensão (ACHIMO, 2002;

CHOU *et al.*, 2018; MCANALLY *et al.*, 2007; SCHETTINI *et al.*, 2013; SIGAÚQUE *et al.*, 2020).

As altas concentrações de turbidez, principalmente no período de altas descargas (p.ex., Novembro, Figs. 7) sugerem que o rio Maputo é o maior fornecedor de sedimentos em suspensão na baía de Maputo e o material em suspensão adveccta-se em direção à desembocadura do rio Incomati e em direção a áreas intermarés, próximo à ilha de Inhaca. Este processo advectivo pode estar relacionado com a excursão da maré, ondas e correntes residuais (SCHETTINI *et al.*, 2013). As altas concentrações de lama em ambientes costeiros como estuários, lagos e baías podem constituir um problema ambiental, e em alguns casos podem ser prejudiciais à navegação marítima (p.ex., McAnally *et al.*, 2007).

Na sizígia, nas meias marés de enchente e de vazante onde as correntes de maré atingem os máximos valores (p.ex., Ward *et al.*, 2018), as concentrações de sedimentos em suspensão diminuem e tendem a ter valores máximos no início da vazante de sizígia, o que pode estar relacionado com os ventos de Sudoeste que favorecem a excursão da maré e descargas líquidas e correntes residuais que empurram o material particulado em direção a plataforma continental (p.ex., Tavora *et al.*, 2019). Estudos climatológicos sobre sedimentos em suspensão e associados à hidrodinâmica tem papel importante em áreas costeiras e podem ser úteis no entendimento de qualidade de água, poluição em áreas costeiras, gestão de portos e baías (MCANALLY *et al.*, 2007; SCHETTINI *et al.*, 2013; SCHETTINI; MIRANDA, 2010).

4.5 Conclusão

A composição de imagens de satélite com refletâncias corrigidas constitui uma fonte importante para estudos ambientais de climatologia de turbidez e outros parâmetros como, temperatura e salinidade. Os 11 anos (2010-2021) de imagens extraídas dos quatro satélites (Aqua, Terra, Suomi - NPP e NOAA) com disponibilidade quase diária de imagens de satélite demonstraram eficácia no monitoramento em escalas de tempo interanual, sazonal e de curto

período de variabilidade de turbidez na baía de Maputo. Este estudo contribuiu no entendimento da dinâmica mensal, sazonal e interanual da turbidez e em avaliar locais propensos à sedimentação e ou ressuspensão de sedimentos.

Em termos de dinâmica de sedimentos em suspensão, a baía de Maputo pode ser dividida em três compartimentos:

- a) Parte central (desembocadura do rio Maputo);
- b) Parte Oeste (direcionada à desembocadura do rio Umbeluzi); e;
- c) Parte Este (de a) em direção a ilha de Inhaca).

Em (a) com tendência de maiores concentrações de sedimentos em suspensão. Depois da ressuspensão por eventos de ondas, principalmente em marés de sizígia, o sedimento em suspensão advecta-se em direção à ilha de Inhaca com tendência de deposição em áreas intermarés.

REFERÊNCIAS

ACHIMO, M *et al.* Late Weichselian to Holocene Evolution of the Maputo Bay, Mozambique. **Coral Reefs**, [s. l.], v. d, n. July, p. 27–38, 2015.

ACHIMO, M. **Sedimentology and Geochemistry of the recent sediments in Maputo Bay, Mozambique – Avhandling För Filosofie Docktorexamen (PhD thesis) No 314. Stockholm University, Sweden.** [S. l.: s. n.], 2002.

AKPINAR, Adem *et al.* Evaluation of the numerical wave model (SWAN) for wave simulation in the Black Sea. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 50–51, p. 80–99, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.09.012>

ALLEN, J.I. I; SOMERFIELD, P.J. J; GILBERT, F.J. J. Quantifying uncertainty in high-resolution coupled hydrodynamic-ecosystem models. **Journal of Marine Systems**, [s. l.], v. 64, n. 1–4, p. 3–14, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.02.010>

BASDURAK, Nuvit B.; VALLE-LEVINSON, Arnaldo; CHENG, Peng. Lateral structure of tidal asymmetry in vertical mixing and its impact on exchange flow in a coastal plain estuary. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 64, p. 20–32, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.05.005>

BOER, Willem F De; RYDBERG, Lars; SAIDE, Victor. Tides , tidal currents and their effects on the intertidal ecosystem of the southern bay , Inhaca Island , Mozambique. [s. l.], p. 187–196, 2000.

BOOIJ, N.; RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 104, n. C4, p. 7649–7666, 1999. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/98JC02622>

BURCHARD, Hans; SCHUTTELAARS, Henk M.; RALSTON, David K. Sediment Trapping in Estuaries. **Annual Review of Marine Science**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 371–395, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010816-060535>

CAMERON, W.M. & PRITCHARD, D.W. **Estuaries**. The Seaed. New York, Wiley Interscience: [s. n.], 1963.

CANHANGA, Sinibaldo; DIAS, João Miguel. Tidal characteristics of Maputo Bay, Mozambique. **Journal of Marine Systems**, [s. l.], v. 58, n. 3–4, p. 83–97, 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.08.001>

CARBALLO, R; IGLESIAS, G; CASTRO, A. Residual circulation in the Ría de Muros (NW Spain): A 3D numerical model study. **Journal of Marine Systems**, [s. l.], v. 75, n. 1–2, p. 116–130, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.08.004>

CARNIELLO, L. *et al.* Sediment dynamics in shallow tidal basins: In situ observations, satellite retrievals, and numerical modeling in the Venice Lagoon. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, [s. l.], v. 119, n. 4, p. 802–815, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2013JF003015>

CHANT, Robert J.; WILSON, Robert E. Secondary circulation in a highly stratified estuary. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 102, n. C10, p. 23207–23215, 1997. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/97JC00685>

CHATZIRODOU, Antonia; KARUNARATHNA, Harshinie; REEVE, Dominic E. Modelling 3D hydrodynamics governing island-associated sandbanks in a proposed tidal stream energy site. **Applied Ocean Research**, [s. l.], v. 66, p. 79–94, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.apor.2017.04.008>

CHEN, Shuisen *et al.* Estimating wide range Total Suspended Solids concentrations from MODIS 250-m imageries: An improved method. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, [s. l.], v. 99, p. 58–69, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2014.10.006>

CHEN, Zhiqiang; HU, Chuanmin; MULLER-KARGER, Frank. Monitoring turbidity in Tampa Bay using MODIS/Aqua 250-m imagery. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 109, n. 2, p. 207–220, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.12.019>

CHENG, Peng; VALLE-LEVINSON, Arnaldo. Influence of Lateral Advection on Residual Currents in Microtidal Estuaries. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 39, n. 12, p. 3177–3190, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/2009JPO4252.1>

CHENG, Ralph T.; GARTNER, Jeffrey W. Harmonic analysis of tides and tidal currents in South San Francisco Bay, California. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 21, n. 1, p. 57–74, 1985. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(85\)90006-X](https://doi.org/10.1016/0272-7714(85)90006-X)

CHOU, Yi-Ju *et al.* Three-Dimensional Modeling of Fine Sediment Transport by Waves and Currents in a Shallow Estuary. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 123, n. 6, p. 4177–4199, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2017JC013064>

CONSTANTIN, Sorin; DOXARAN, David; CONSTANTINESCU, Ștefan. Estimation of water turbidity and analysis of its spatio-temporal variability in the Danube River plume (Black Sea) using MODIS satellite data. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 112, p. 14–30, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.11.009>

COSSA, O. *et al.* Modelling cyclonic eddies in the Delagoa Bight region. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 119, p. 14–29, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.03.006>

DAME, R.F.; ALLEN, D.M. Between estuaries and the sea. **Journal of Experimental Marine Biology and Ecology**, [s. l.], v. 200, n. 1–2, p. 169–185, 1996. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0022-0981\(96\)02642-1](https://doi.org/10.1016/S0022-0981(96)02642-1)

DELTARES. 3D/2D modelling suite for integral water solutions-Hydro-Morphodynamics MANUAL. In: [S. l.: s. n.], 2014. p. 210.

DELTARES. **Delft3D Flexible Mesh Suite**. 5. ed. [S. l.]: Deltares, 2019.

DI POLITO, Carmine *et al.* On the Potential of Robust Satellite Techniques Approach for SPM Monitoring in Coastal Waters: Implementation and Application over the Basilicata Ionian Coastal Waters Using MODIS-Aqua. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 8, n. 11, p.

922, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs8110922>

DOXARAN, David; FROIDEFOND, Jean-Marie; CASTAING, Patrice. Remote-sensing reflectance of turbid sediment-dominated waters Reduction of sediment type variations and changing illumination conditions effects by use of reflectance ratios. **Applied Optics**, [s. l.], v. 42, n. 15, p. 2623, 2003. Disponível em: <https://doi.org/10.1364/AO.42.002623>

DROOGERS, Peter; BOER, Froukje De; TERINK, Wilco. Water Allocation Models for the Umbeluzi River Basin , Mozambique. [s. l.], v. 31, n. December, p. 66, 2014.

DYER, K.R. **Estuaries:A Physical Introduction**. Second Edied. London: John Wiley & Sons, 1973.

DYER, K.R. Sediment Transport Processes in Estuaries. **Geomorphology and Sedimentology of Estuaries**, [s. l.], v. 53, p. 423–449, 1995.

ELLIOTT, M.; MCLUSKY, D.S. The Need for Definitions in Understanding Estuaries. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 55, n. 6, p. 815–827, 2002. Disponível em: <https://doi.org/10.1006/ecss.2002.1031>

ESPINOZA VILLAR, Raúl *et al.* A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. **Journal of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 44, p. 45–54, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.11.006>

FERNANDES, E. H.L. *et al.* The Patos Lagoon hydrodynamics during an El Niño event (1998). **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 22, n. 11–13, p. 1699–1713, 2002. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00033-X](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00033-X)

FRIEDRICHS, C.T;AUBREY, D.G. Non-linear Tidal Distortion in Shallow Estuaries: a Synthesis8. [s. l.], n. 6784, p. 521–545, 1988. Disponível em: [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0272-7714\(88\)90082-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0272-7714(88)90082-0)

FRINGER, Oliver B. *et al.* The future of coastal and estuarine modeling: Findings from a workshop. **Ocean Modelling**, [s. l.], v. 143, p. 101458, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2019.101458>

GEYER, W. Rockwell; MACCREADY, Parker. The Estuarine Circulation.

Annual Review of Fluid Mechanics, [s. l.], v. 46, n. 1, p. 175–197, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141302>

GIMILIANI, Giovana Teixeira; FONTES, Roberto Fioravanti Carelli; ABESSA, Denis Moledo de Souza. Modeling the dispersion of endocrine disruptors in the Santos Estuarine System (Sao Paulo State, Brazil). **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 64, n. 1, p. 1–8, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592016072806401>

GREEN, E. P. *et al.* A review of remote sensing for the assessment and management of tropical coastal resources. **Coastal Management**, [s. l.], v. 24, n. 1, p. 1–40, 1996. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/08920759609362279>

HALO, I *et al.* 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**, [s. l.], v. 100, p. 38–53, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.10.015>

HAYES, Miles O. MORPHOLOGY OF SAND ACCUMULATION IN ESTUARIES: AN INTRODUCTION TO THE SYMPOSIUM. *In: GEOLOGY AND ENGINEERING*. [S. l.]: Elsevier, 1975. p. 3–22. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-197502-9.50006-X>

HELLWEGER, F.L. *et al.* Use of satellite imagery for water quality studies in New York Harbor. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 61, n. 3, p. 437–448, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.06.019>

HILLGER, Don *et al.* User Validation of VIIRS Satellite Imagery. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 8, n. 1, p. 11, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs8010011>

HOGUANE, A. M.; HILL, A.E.; SIMPSON, J.H.; BOWERS, D.G. **Estuaries**. [S. l.: s. n.], 1999.

HOGUANE, A. M. *et al.* **Diurnal and tidal variation of temperature and salinity in the Ponta Rasa mangrove swamp, Mozambique**. [S. l.: s. n.], 1999. Disponível em: <https://doi.org/10.1006/ecss.1999.0499>

HOGUANE, Antonio Mubango. Perfil Diagnóstico da Zona Costeira de Moçambique. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, [s. l.], v. 7, n. 1, p. 69–82, 2007.

Disponível em: <https://doi.org/10.5894/rgci11>

HOGUANE, Antonio Mubango; ANTONIO, Maria Helena Paulo. The Hydrodynamics of the Incomati Estuary – An Alternative Approach to Estimate the Minimum Environmental Flow. *In: [S. l.: s. n.]*, 2016. p. 289–300. Disponível em: https://doi.org/10.1007/978-3-319-25370-1_18

HOLMEDAL, Lars Erik; WANG, Hong. Combined tidal and wind driven flows and residual currents. **Ocean Modelling**, [s. l.], v. 89, n. 5, p. 61–70, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.03.002>

HSU, Ming Hsi *et al.* Procedure to calibrate and verify numerical models of estuarine hydrodynamics. **Journal of Hydraulic Engineering**, [s. l.], v. 125, n. 2, p. 166–182, 1999. Disponível em: [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1999\)125:2\(166\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1999)125:2(166))

HUIJTS, K. M.H. *et al.* Lateral entrainment of sediment in tidal estuaries: An idealized model study. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 111, n. 12, 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2006JC003615>

JAY, David A.; SMITH, J. Dungan. Residual circulation in shallow estuaries: 1. Highly stratified, narrow estuaries. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 95, n. C1, p. 711, 1990. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/jc095ic01p00711>

JING, Lou; RIDD, P.V. Modelling of Suspended Sediment Transport in Coastal Areas Under Waves and Currents. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 45, n. 1, p. 1–16, 1997. Disponível em: <https://doi.org/10.1006/ecss.1996.0168>

KELLER, David P.; LEE, Dong Y.; HOOD, Raleigh R. Turbidity Maximum Entrapment of Phytoplankton in the Chesapeake Bay. **Estuaries and Coasts**, [s. l.], v. 37, n. 2, p. 279–298, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s12237-013-9692-2>

KJERFVE, Bjorn; PROEHL, Jeffrey A. Velocity Variability in a Cross-Section of a Well-Mixed Estuary. **Journal of Marine Research**, [s. l.], v. 37, n. 3, p. 409–418, 1979.

LAMONT, T *et al.* Circulation patterns in the Delagoa Bight, Mozambique, and the influence of deep ocean eddies. **African Journal of Marine Science**, [s. l.], v. 32, n. 3, p. 553–562, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.2989/1814232X.2010.538147>

LANGE, Xaver; BURCHARD, Hans. The Relative Importance of Wind Straining

and Gravitational Forcing in Driving Exchange Flows in Tidally Energetic Estuaries. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 49, n. 3, p. 723–736, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0014.1>

LENCART E SILVA, J. D. *et al.* Buoyancy-stirring interactions in a subtropical embayment: A synthesis of measurements and model simulations in Maputo Bay, Mozambique. **African Journal of Marine Science**, [s. l.], v. 32, n. 1, p. 95–107, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.2989/18142321003714609>

LESSER, Giles R. G.R. *et al.* Development and validation of a three-dimensional morphological model. **Coastal Engineering**, [s. l.], v. 51, n. 8–9, p. 883–915, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.07.014>

LI, Chunyan; O'DONNELL, James. The Effect of Channel Length on the Residual Circulation in Tidally Dominated Channels. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 35, n. 10, p. 1826–1840, 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/jpo2804.1>

LI, Chunyan; O'DONNELL, James. Tidally driven residual circulation in shallow estuaries with lateral depth variation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 102, n. C13, p. 27915–27929, 1997. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/97JC02330>

LI, Xiaorong; LEONARDI, Nicoletta; PLATER, Andrew J. Wave-driven sediment resuspension and salt marsh frontal erosion alter the export of sediments from macro-tidal estuaries. **Geomorphology**, [s. l.], v. 325, p. 17–28, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.10.004>

LI, Yiping *et al.* Effect of wave-current interactions on sediment resuspension in large shallow Lake Taihu, China. [s. l.], 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s11356-016-8165-0>

LOPES, José Fortes; DIAS, João Miguel. Residual circulation and sediment distribution in the Ria de Aveiro lagoon, Portugal. **Journal of Marine Systems**, [s. l.], v. 68, n. 3–4, p. 507–528, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.02.005>

LYNCH, PATRICK J. Shallow Coastal Waters. **A Field Guide to Cape Cod**, [s. l.], v. 41, n. 3, p. 325–359, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/j.ctv8jp00b.16>

MACIEL, Fernanda P.; SANTORO, Pablo E.; PEDOCCHI, Francisco. Spatio-

temporal dynamics of the Río de la Plata turbidity front; combining remote sensing with in-situ measurements and numerical modeling. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 213, p. 104301, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2020.104301>

MARINHO, Chayonn *et al.* Wave regime characterization in the northern sector of Patos Lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. **Ocean and Coastal Research**, [s. l.], v. 68, p. 1–18, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/s2675-28242020068295>

MARKULL, Katrin *et al.* The influence of the Maputo and Incomati rivers on the mixing and outflow of freshwater from Maputo Bay (Mozambique). **Journal of Coastal Research**, [s. l.], v. 70, n. April, p. 580–585, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.2112/SI70-098.1>

MCANALLY, William H. *et al.* Management of Fluid Mud in Estuaries, Bays, and Lakes. II: Measurement, Modeling, and Management. **Journal of Hydraulic Engineering**, [s. l.], v. 133, n. 1, p. 23–38, 2007. Disponível em: [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2007\)133:1\(23\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:1(23))

MCSWEENEY, Jacqueline M.; CHANT, Robert J.; SOMMERFIELD, Christopher K. Lateral variability of sediment transport in the Delaware Estuary. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 121, n. 1, p. 725–744, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2015JC010974>

MENG, Wei; LIU, Lusan. On approaches of estuarine ecosystems health studies. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 86, n. 3, p. 313–316, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.05.009>

MILLER, Richard L.; MCKEE, Brent A. Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations of total suspended matter in coastal waters. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 93, n. 1–2, p. 259–266, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.07.012>

MILLER, Richard L.; MCKEE, Brent A.; D'SA, Eurico J. Monitoring Bottom Sediment Resuspension and Suspended Sediments in Shallow Coastal Waters. *In: REMOTE SENSING OF COASTAL AQUATIC ENVIRONMENTS*. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag, 2005. v. 7, p. 259–276. Disponível em: https://doi.org/10.1007/1-4020-3100-9_11

MILLIMAN JD, Meade RH. WORLD-WIDE DELIVERY OF RIVER

SEDIMENT TO THE OCEANS. **The Journal of Geology**, [s. l.], v. 91, n. 1, p. 1–21, 1983.

MIRANDA, Luiz *et al.* **Fundamentals of Estuarine Physical Oceanography**. Singapore: Springer Singapore, 2017. (Ocean Engineering & Oceanography).v. 8 Disponível em: <https://doi.org/10.1007/978-981-10-3041-3>

MIRANDA, Luiz B. *et al.* **Princípios de Oceanografia Física de Estuários**. Editora daed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo-EDUSP, 2002.

MOORE, GERALD K. Satellite remote sensing of water turbidity / Sonde de télémessure par satellite de la turbidité de l'eau. **Hydrological Sciences Bulletin**, [s. l.], v. 25, n. 4, p. 407–421, 1980. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/02626668009491950>

MOREIRA, Diego *et al.* Suspended matter mean distribution and seasonal cycle in the Río de La Plata estuary and the adjacent shelf from ocean color satellite (MODIS) and in-situ observations. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 68, p. 51–66, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.08.015>

MOREL, Anclré *et al.* Analysis of variations in ocean color. **Science of the Total Environment**, [s. l.], v. 2010, n. 5, p. 1689–1699, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00343-009-9160-9>

NORMANDIN, C. *et al.* Analysis of Suspended Sediment Variability in a Large Highly Turbid Estuary Using a 5-Year-Long Remotely Sensed Data Archive at High Resolution. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 124, n. 11, p. 7661–7682, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2019JC015417>

OBURA, D.O. *et al.* The Northern Mozambique Channel. In: WORLD SEAS: AN ENVIRONMENTAL EVALUATION. [S. l.]: Elsevier, 2019. p. 75–99. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100853-9.00003-8>

OLSON, D. Rings In The Ocean. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, [s. l.], v. 19, n. 1, p. 283–311, 1991. Disponível em: <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.19.1.283>

PALLARES, Elena; SÁNCHEZ-ARCILLA, Agustín; ESPINO, Manuel. Wave energy balance in wave models (SWAN) for semi-enclosed domains–Application to the Catalan coast. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 87, p. 41–53, 2014. Disponível em:

<https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.03.008>

PAVELSKY, Tamlin M.; SMITH, Laurence C. Remote sensing of suspended sediment concentration, flow velocity, and lake recharge in the Peace-Athabasca Delta, Canada. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 45, n. 11, p. 1–40, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2008WR007424>

PAWLOWICZ, Rich; BEARDSLEY, Bob; LENTZ, Steve. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using TDE. **Computers and Geosciences**, [s. l.], v. 28, n. 8, p. 929–937, 2002. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00013-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00013-4)

PEREIRA, Marçal D. *et al.* Hidrodinâmica e transporte de material particulado em suspensão sazonal em um estuário dominado por maré: Estuário de Caravelas (BA). **Revista Brasileira de Geofísica**, [s. l.], v. 28, n. 3, p. 427–444, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2010000300008>

PEREIRA, Marçal Duarte; SCHETTINI, Carlos Augusto França; OMACHI, Claudia Yuki. Caracterização de feições oceanográficas na plataforma de Santa Catarina através de imagens orbitais. **Revista Brasileira de Geofísica**, [s. l.], v. 27, n. 1, p. 81–93, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2009000100007>

PERILLO, Gerardo M.E. Chapter 2 Definitions and Geomorphologic Classifications of Estuaries. *In*: [S. l.: s. n.], 1995. p. 17–47. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(05\)80022-6](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(05)80022-6)

PETUS, Caroline *et al.* Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 30, n. 5, p. 379–392, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.12.007>

PIANCA, Cássia; MAZZINI, Piero Luigi F.; SIEGLE, Eduardo. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 58, n. 1, p. 53–70, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592010000100006>

POND, S.; PICKARD, G. **Introductory Dynamical Oceanography**. Seconded. [S. l.]: Pergamon Press, 1983.

PRITCHARD, D.W. **Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay Estuarine System**. [S. l.: s. n.], 1952.

PUGH, D.T. **Tides, Surges and Mean Sea -Level**. [S. l.]: Jhon Wiley & Sons, 1996.

REFSGAARD, J. C. *et al.* An integrated model for the Danubian Lowland - methodology and applications. **Water Resources Management**, [s. l.], v. 12, n. 6, p. 433–465, 1998. Disponível em: <https://doi.org/10.1023/A:1008088901770>

REYNOLDS-FLEMING, Janelle V.; LUETTICH, Richard A. Wind-driven lateral variability in a partially mixed estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 60, n. 3, p. 395–407, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.02.003>

REZA, Mobasheri Mohammad. Assessment of Suspended Sediments Concentration in Surface Waters, Using Modis Images. **American Journal of Applied Sciences**, [s. l.], v. 5, n. 7, p. 798–804, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.3844/ajassp.2008.798.804>

RIS, R C; HOLTHUIJSEN, L. H.; BOOIJ, N. A third-generation wave model for coastal regions: 2. Verification. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 104, n. C4, p. 7667–7681, 1999. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/1998JC900123>

RITCHIE, Jerry C.; ZIMBA, Paul V.; EVERITT, James H. Remote Sensing Techniques to Assess Water Quality. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, [s. l.], v. 69, n. 6, p. 695–704, 2003. Disponível em: <https://doi.org/10.14358/PERS.69.6.695>

ROCHA, M. V. L. *et al.* Análise comparativa entre medições in situ e estimativas numéricas na Praia da Cornélia, Costa da Caparica, Portugal. **Revista da Gestão Costeira Integrada**, [s. l.], v. 12, n. 2, p. 147–157, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.5894/rgci303>

ROSS, Lauren *et al.* Lateral variability of subtidal flow at the mid-reaches of a macrotidal estuary. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 122, n. 9, p. 7651–7673, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2016JC012504>

SAETRE, R; SILVA, A J da. The circulation of the Mozambique channel. **Deep-Sea Res.** **31**, [s. l.], v. 485–508, n. 5, p. 485–508, 1984.

SCARLET, Maria; Bandeira Salomão. **The Maputo Bay Ecosystem**. [S. l.: s. n.], 2020. *E-book*.

SCHETTINI, C. F.; TRUCCOLO, E. **Circulação do baixo estuário do rio Itajaí**. 1. ed. [S. l.]: Univali Editora, 2009.

SCHETTINI, Carlos Augusto França *et al.* Observation of an Estuarine Turbidity Maximum in the Highly Impacted Capibaribe Estuary, Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 64, n. 2, p. 185–190, 2016a. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592016115006402>

SCHETTINI, Carlos Augusto França *et al.* Residual fluxes of suspended sediment in a tidally dominated tropical estuary. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 70, p. 27–35, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.03.006>

SCHETTINI, Carlos Augusto França *et al.* The circulation of the lower Capibaribe Estuary (Brazil) and its implications for the transport of scalars. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 64, n. 3, p. 263–276, 2016b. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592016119106403>

SCHETTINI, Carlos Augusto França; MIRANDA, Luiz Bruner De. Circulation and suspended particulate matter transport in a tidally dominated estuary: caravelas estuary, Bahia, Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 58, n. 1, p. 1–11, 2010. Disponível em: <https://doi.org/https://doi.org/10.1590/S1679-87592010000100001>

SCHUBEL, J. R. Turbidity Maximum of the Northern Chesapeake Bay. **Science**, [s. l.], v. 161, n. 3845, p. 1013–1015, 1968. Disponível em: <https://doi.org/10.1126/science.161.3845.1013>

SEILER, Lilian *et al.* Three-dimensional hydrodynamic modeling of the Santos-São Vicente-Bertioga estuarine system, Brazil. **Regional Studies in Marine Science**, [s. l.], v. 37, p. 101348, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2020.101348>

SETE, C.; RUBY J.; DOVE, V. **Seasonal Variation Of tides, currents, salinity and temperature along the Coast of Mozambique**. [S. l.: s. n.], 2002.

SHEN, Fang *et al.* Satellite multi-sensor mapping of suspended particulate matter in turbid estuarine and coastal ocean, China. **International Journal of Remote Sensing**, [s.

l.], v. 35, n. 11–12, p. 4173–4192, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/01431161.2014.916053>

SIEGLE, Eduardo *et al.* Hydrodynamics and suspended sediment transport in the Camboriú estuary - Brazil: pre jetty conditions. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 57, n. 2, p. 123–135, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592009000200005>

SIEGLE, Eduardo *et al.* Shoreline Retraction and the Opening of a New Inlet: Implications on Estuarine Processes. **Estuaries and Coasts**, [s. l.], v. 42, n. 8, p. 2004–2019, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s12237-019-00635-w>

SIEGLE, Eduardo; ASP, Nils Edvin. Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 55, n. 2, p. 109–120, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592007000200004>

SIGAÚQUE, Paulo J. *et al.* The role of tides, river discharge and wind on the residual circulation of Maputo Bay. **Regional Studies in Marine Science**, [s. l.], v. 4, n. 1, p. 101604, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2020.101604>

SILVA, Emerson Mariano da; BANGA, Nelson Mário; ALVES, José Maria Brabo. Modelagem dos Recursos Eólicos sobre Moçambique Considerando um Cenário de Mudanças Climáticas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, [s. l.], v. 32, n. 1, p. 157–170, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/0102-778632120160815>

SIMPSON, J. H. *et al.* Tidal Straining, Density Currents, and Stirring in the Control of Estuarine Stratification. **Estuaries**, [s. l.], v. 13, n. 2, p. 125, 1990. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/1351581>

SMITH, Grant Alexander *et al.* Introduction of a new friction routine into the SWAN model that evaluates roughness due to bedform and sediment size changes. **Coastal Engineering**, [s. l.], v. 58, n. 4, p. 317–326, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.11.006>

SPEER, P.E.; AUBREY, D.G. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part II: Theory. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 21, n. 2, p. 207–224, 1985. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(85\)90097-6](https://doi.org/10.1016/0272-7714(85)90097-6)

SPENCER, Thomas *et al.* Southern North Sea storm surge event of 5 December 2013: Water levels, waves and coastal impacts. **Earth-Science Reviews**, [s. l.], v. 146, n. December 2013, p. 120–145, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.04.002>

SWALLOW, John C.; SCHOTT, Friedrich; FIEUX, Michèle. Structure and transport of the East African Coastal Current. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 96, n. C12, p. 22245, 1991. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/91JC01942>

SWART, N. C. *et al.* Observed characteristics of Mozambique Channel eddies. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 115, n. C9, p. C09006, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2009JC005875>

TALKE, S.A.; DE SWART, H.E.; SCHUTTELAARS, H.M. Feedback between residual circulations and sediment distribution in highly turbid estuaries: An analytical model. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 29, n. 1, p. 119–135, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.09.002>

TAVORA, Juliana *et al.* The influence of river discharge and wind on Patos Lagoon, Brazil, Suspended Particulate Matter. **International Journal of Remote Sensing**, [s. l.], v. 40, n. 12, p. 4506–4525, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/01431161.2019.1569279>

TENORIO-FERNANDEZ, L.; VALLE-LEVINSON, A.; GOMEZ-VALDES, J. Subtidal hydrodynamics in a tropical lagoon: A dimensionless numbers approach. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 200, p. 449–459, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.11.037>

TIAN, Liqiao *et al.* Assessment of Total Suspended Sediment Distribution under Varying Tidal Conditions in Deep Bay: Initial Results from HJ-1A/1B Satellite CCD Images. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 6, n. 10, p. 9911–9929, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs6109911>

VÆRET, Lars *et al.* Holocene dynamics of the salt–fresh groundwater interface under a sand island, Inhaca, Mozambique. **Quaternary International**, [s. l.], v. 257, p. 74–82, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.11.020>

VALLE-LEVINSON, A. **Contemporary Issues in Estuarine Physics**. 1. ed. [S.

l.]: Cambridge University Press, 2010.

VALLE-LEVINSON, Arnoldo. Density-driven exchange flow in terms of the Kelvin and Ekman numbers. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 113, n. C4, p. C04001, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2007JC004144>

VALLE-LEVINSON, Arnoldo *et al.* Residual exchange flows in subtropical estuaries. **Estuaries and Coasts**, [s. l.], v. 32, n. 1, p. 54–67, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s12237-008-9112-1>

VALLE-LEVINSON, Arnoldo; LWIZA, Kamazima M. M. The effects of channels and shoals on exchange between the Chesapeake Bay and the adjacent ocean. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 100, n. C9, p. 18551, 1995. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/95JC01936>

VALLE-LEVINSON, Arnoldo; SCHETTINI, Carlos A.F. Fortnightly switching of residual flow drivers in a tropical semiarid estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 169, n. 1, p. 46–55, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.12.008>

VALLE-LEVINSON, Arnoldo; SCHETTINI, Carlos A.F.; TRUCCOLO, Eliane C. Subtidal variability of exchange flows produced by river pulses, wind stress and fortnightly tides in a subtropical stratified estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 221, n. March, p. 72–82, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.03.022>

VAZ, Nuno *et al.* The tagus estuary as a numerical modeling test bed: A review. **Geosciences (Switzerland)**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 1–21, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/geosciences10010004>

VIOLA, Cristina N.A. *et al.* Sea wave propagation from offshore to Maputo's coast. Application to longshore sediment transport assessment. **Water Science and Technology**, [s. l.], v. 69, n. 12, p. 2438–2445, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.2166/wst.2014.162>

WALTERS, Roy A.; HESTON, Cynthia. Removing Tidal-Period Variations from Time-Series Data Using Low-Pass Digital Filters. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 12, n. 1, p. 112–115, 1982. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<0112:RTPVFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<0112:RTPVFT>2.0.CO;2)

WANG, Menghua; SON, SeungHyun; HARDING, Lawrence W. Retrieval of diffuse attenuation coefficient in the Chesapeake Bay and turbid ocean regions for satellite ocean color applications. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 114, n. C10, p. C10011, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2009JC005286>

WARD, Sophie L. *et al.* Tidal stream resource characterisation in progressive versus standing wave systems. **Applied Energy**, [s. l.], v. 220, n. March, p. 274–285, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2018.03.059>

WHEELER, Dennis; WILKINSON, Clive. FROM CALM TO STORM: THE ORIGINS OF THE BEAUFORT WIND SCALE. **The Mariner's Mirror**, [s. l.], v. 90, n. 2, p. 187–201, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/00253359.2004.10656896>

WILLIAMS, Jon J.; ESTEVES, Luciana S. Guidance on Setup, Calibration, and Validation of Hydrodynamic, Wave, and Sediment Models for Shelf Seas and Estuaries. **Advances in Civil Engineering**, [s. l.], v. 2017, p. 1–25, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1155/2017/5251902>

WILLMOTT, Cort J. On the validation of models. **Physical Geography**, [s. l.], v. 2, n. 2, p. 184–194, 1981. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/02723646.1981.10642213>

WILLMOTT, Cort J. *et al.* Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 90, n. C5, p. 8995, 1985. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/JC090iC05p08995>

WINANT, Clinton D.; GUTIÉRREZ DE VELASCO, Guillermo. Tidal Dynamics and Residual Circulation in a Well-Mixed Inverse Estuary. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 33, n. 7, p. 1365–1379, 2003. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<1365:tdarci>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<1365:tdarci>2.0.co;2)

YAN, Yuhan *et al.* The Response of Turbidity Maximum to Peak River Discharge in a Macrotidal Estuary. **Water**, [s. l.], v. 13, n. 1, p. 106, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/w13010106>

YANAGI, T. **Coastal Oceanography**. Tokyo: Koseisshakoseikaku, Co., 1989.

YANAGI, Tetsuo. Fundamental study on the tidal residual circulation, II. **Journal of the Oceanographical Society of Japan**, [s. l.], v. 34, n. 2, p. 67–72, 1978. Disponível em:

<https://doi.org/10.1007/BF02108660>

YANG, Gang *et al.* Using 250-M Surface Reflectance MODIS Aqua/Terra Product to Estimate Turbidity in a Macro-Tidal Harbour: Darwin Harbour, Australia. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 10, n. 7, p. 997, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs10070997>

YANG, Xianping *et al.* Suspended sediment concentration mapping based on the MODIS satellite imagery in the East China inland, estuarine, and coastal waters. **Chinese Journal of Oceanology and Limnology**, [s. l.], v. 35, n. 1, p. 39–60, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00343-016-5060-y>

ZAAG, Pieter; VAZ, C. A. Sharing the Incomati waters: cooperation and competition in the balance. **Water Policy**, [s. l.], v. 5, n. 4, p. 349–368, 2003. Disponível em: <https://doi.org/10.2166/wp.2003.0021>

5 INTEGRAÇÃO DOS CAPÍTULOS SOBRE HIDRODINÂMICA, ONDAS, SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO, LIMITAÇÕES E FUTURAS PESQUISAS

Este Capítulo apresenta uma síntese das pesquisas realizadas desde o Capítulo 2 até o Capítulo 4 e aborda sobre as limitações e futuras pesquisas sobre material particulado em suspensão. A combinação entre modelagem numérica e sensoriamento remoto se mostrou eficaz para estudar a circulação e distribuição sazonal e interanual de turbidez na baía de Maputo.

O objetivo principal da tese foi de avaliar a hidrodinâmica e dinâmica sedimentar na baía combinando o papel das marés, descargas líquidas, ventos e efeitos das ondas entre a baía e plataforma continental adjacente. Considera-se que este objetivo foi atingido, pois considerando a modelagem matemática com o modelo Delft3D tornou-se capaz de ilustrar que as correntes residuais na baía desempenham papel muito importante em transporte de escalares, como os sedimentos em suspensão.

O entendimento da dinâmica de sedimentos em suspensão, é deverás complicado, devido as propriedades físicas dos sedimentos coesivos e sua interação com o ambiente. O sensoriamento remoto mostrou-se eficaz para estimar a distribuição da turbidez em níveis da banda de vermelho, apesar da falta de dados medidos em campo. Tavora et al (2019) fizeram um estudo similar de estimativa de sedimentos em suspensão na lagoa dos Patos no Rio Grande do Sul em Brasil e constaram que os algoritmos de estimativa de sedimentos em suspensão tem sido um auxílio importante sem que haja medição em campo, porém a medição em campo é de caráter importante.

A Figs 13 mostra a variação instantânea de turbidez na faixa do vermelho considerando a interação com os estágios das marés, correntes de maré, intensidade e direção dos ventos. Verificou-se que estes parâmetros ao interagirem geram uma boa ilustração da variabilidade espacial e temporal de material suspenso.

O estudo da climatologia de ondas em estuários e baías, como por exemplo na baía de Maputo, é importante para avaliar o efeito da energia da onda no transporte de sedimentos e locais propensos a erosão e sedimentação. Neste estudo, o modelo de ondas Delft3D - SWAN simulado de forma atemporal foi importante na identificação de direções propensas a maior energia da onda.

Os modelos de ondas como o SWAN, quando calibrados e validados, podem ser eficazes para monitoria mensal, sazonal e interanual do clima de ondas. Recentemente, o Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação (INAHINA) de Moçambique adquiriu as

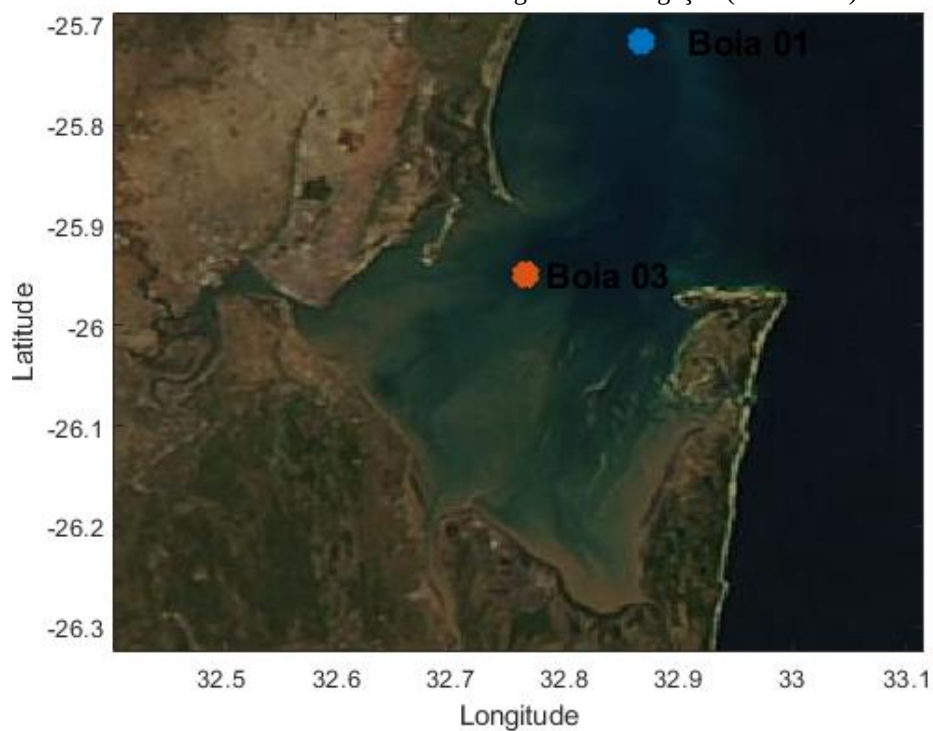
primeiras bóias oceanográficas instaladas nos pontos ilustrados na Figura 5 com a finalidade de monitorar o clima de ondas na baía de Maputo, porém não funcionam continuamente.

A

Figura 6 apresenta histogramas direcionais de alturas significativas e período de onda medidos pelo INAHINA entre Março e Abril de 2019. Estes dados não foram considerados na calibração do modelo usado neste estudo, pois foram recebidos tardiamente. Os modelos globais de ondas como o Era - Etrim têm mostrado uma boa tendência quando comparados aos medidos em campo. Comparando os resultados do Era-Etrim (Figure 3) e do INAHINA (

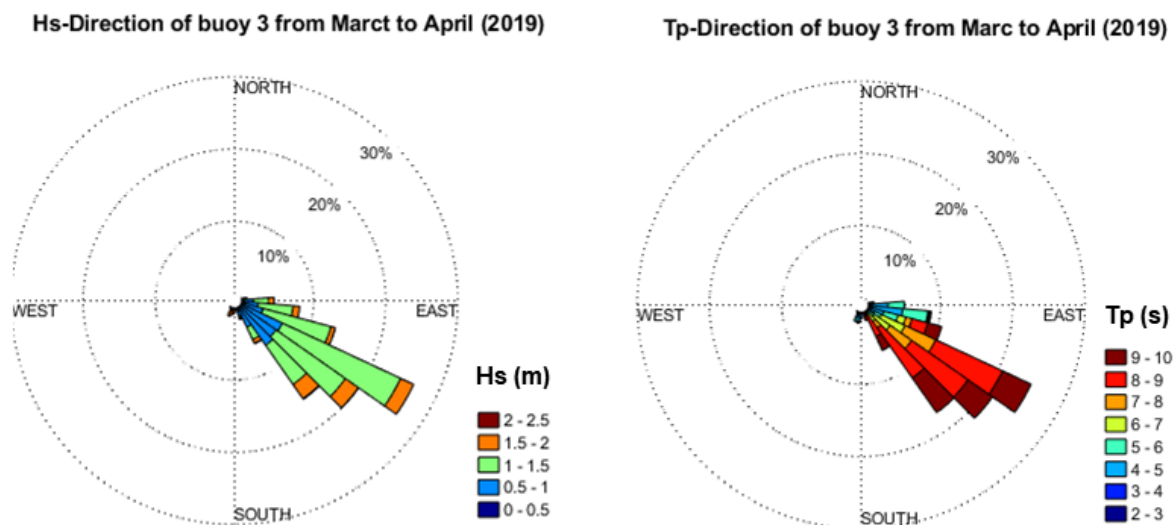
Figura 6) verifica-se que as direções de ondas, alturas significativas e período de onda seguiram mesma tendência, direção (E-SE), Hs (1-1,5 m) e período (entre 8 - 9 segundos) nessa região.

Figura 5 - Mapa de localização das boias oceanográficas (boia 01 e boia 03) instaladas na baía de Maputo pelo Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação (INAHINA)



Fonte: O Autor (2021).

Figura 6 - Histograma direcional de alturas significativas e períodos de onda medidos na boia 03 (Figura 5). Os dados foram fornecidos pelo INAHINA



Fonte: O Autor (2021).

Os futuros estudos sobre distribuição de sedimentos em suspensão na baía de Maputo serão realizados tendo em vista:

- Medição de CSS com instrumentos, tais como, o ADCP (do inglês, acoustic Doppler Current Profiler) que capacita a obtenção do CSS ao longo de toda a coluna de água;
- Combinar dados medidos em campo e resultados de imagens de satélites para validação dos resultados;
- Coleta de água na baía para posterior estimar a CSS em g.l^{-1} ;
- Com os dados de ondas medidos pelo Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação – INAHINA, calibrar e validar o modelo de ondas e avaliar a o comportamento das ondas na baía de Maputo e seu efeito na ressuspensão de sedimentos de fundo;
- Com o modelo calibrado, simular dois cenários: i) modelo de onda acoplado ao modelo de transporte de sedimentos do Delf3D e ii) simulação com os dois modelos desacoplados e a posterior comparar os resultados;
- Monitoria da variabilidade sazonal e interanual do material particulado na baía e avaliar os processos de erosão sedimentação.

REFERÊNCIAS

- ACHIMO, M *et al.* Late Weichselian to Holocene Evolution of the Maputo Bay, Mozambique. **Coral Reefs**, [s. l.], v. d, n. July, p. 27–38, 2015.
- ACHIMO, M. **Sedimentology and Geochemistry of the recent sediments in Maputo Bay, Mozambique – Avhandling För Filosofie Docktorexamen (PhD thesis) No 314. Stockholm University, Sweden.** [S. l.: s. n.], 2002.
- AKPINAR, Adem *et al.* Evaluation of the numerical wave model (SWAN) for wave simulation in the Black Sea. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 50–51, p. 80–99, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.09.012>
- ALLEN, J.I. I; SOMERFIELD, P.J. J; GILBERT, F.J. J. Quantifying uncertainty in high-resolution coupled hydrodynamic-ecosystem models. **Journal of Marine Systems**, [s. l.], v. 64, n. 1–4, p. 3–14, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.02.010>
- BASDURAK, Nuvit B.; VALLE-LEVINSON, Arnoldo; CHENG, Peng. Lateral structure of tidal asymmetry in vertical mixing and its impact on exchange flow in a coastal plain estuary. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 64, p. 20–32, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.05.005>
- BOER, Willem F De; RYDBERG, Lars; SAIDE, Victor. Tides , tidal currents and their effects on the intertidal ecosystem of the southern bay , Inhaca Island , Mozambique. [s. l.], p. 187–196, 2000.
- BOOIJ, N.; RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 104, n. C4, p. 7649–7666, 1999. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/98JC02622>
- BURCHARD, Hans; SCHUTTELAARS, Henk M.; RALSTON, David K. Sediment Trapping in Estuaries. **Annual Review of Marine Science**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 371–395, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010816-060535>
- CAMERON, W.M. & PRITCHARD, D.W. **Estuaries**. The Seaed. New York, Wiley Interscience: [s. n.], 1963.
- CANHANGA, Sinibaldo; DIAS, João Miguel. Tidal characteristics of Maputo Bay, Mozambique. **Journal of Marine Systems**, [s. l.], v. 58, n. 3–4, p. 83–97, 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.08.001>
- CARBALLO, R; IGLESIAS, G; CASTRO, A. Residual circulation in the Ría de Muros (NW Spain): A 3D numerical model study. **Journal of Marine Systems**, [s. l.], v. 75, n. 1–2, p. 116–130, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.08.004>
- CARNIELLO, L. *et al.* Sediment dynamics in shallow tidal basins: In situ observations, satellite retrievals, and numerical modeling in the Venice Lagoon. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, [s. l.], v. 119, n. 4, p. 802–815, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2013JF003015>
- CHANT, Robert J.; WILSON, Robert E. Secondary circulation in a highly stratified estuary. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 102, n. C10, p. 23207–23215, 1997. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/97JC00685>

CHATZIRODOU, Antonia; KARUNARATHNA, Harshinie; REEVE, Dominic E. Modelling 3D hydrodynamics governing island-associated sandbanks in a proposed tidal stream energy site. **Applied Ocean Research**, [s. l.], v. 66, p. 79–94, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.apor.2017.04.008>

CHEN, Shuisen *et al.* Estimating wide range Total Suspended Solids concentrations from MODIS 250-m imageries: An improved method. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, [s. l.], v. 99, p. 58–69, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2014.10.006>

CHEN, Zhiqiang; HU, Chuanmin; MULLER-KARGER, Frank. Monitoring turbidity in Tampa Bay using MODIS/Aqua 250-m imagery. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 109, n. 2, p. 207–220, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.12.019>

CHENG, Peng; VALLE-LEVINSON, Arnoldo. Influence of Lateral Advection on Residual Currents in Microtidal Estuaries. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 39, n. 12, p. 3177–3190, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/2009JPO4252.1>

CHENG, Ralph T.; GARTNER, Jeffrey W. Harmonic analysis of tides and tidal currents in South San Francisco Bay, California. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 21, n. 1, p. 57–74, 1985. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(85\)90006-X](https://doi.org/10.1016/0272-7714(85)90006-X)

CHOU, Yi-Ju *et al.* Three-Dimensional Modeling of Fine Sediment Transport by Waves and Currents in a Shallow Estuary. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 123, n. 6, p. 4177–4199, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2017JC013064>

CONSTANTIN, Sorin; DOXARAN, David; CONSTANTINESCU, Ștefan. Estimation of water turbidity and analysis of its spatio-temporal variability in the Danube River plume (Black Sea) using MODIS satellite data. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 112, p. 14–30, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.11.009>

COSSA, O. *et al.* Modelling cyclonic eddies in the Delagoa Bight region. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 119, p. 14–29, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.03.006>

DAME, R.F.; ALLEN, D.M. Between estuaries and the sea. **Journal of Experimental Marine Biology and Ecology**, [s. l.], v. 200, n. 1–2, p. 169–185, 1996. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0022-0981\(96\)02642-1](https://doi.org/10.1016/S0022-0981(96)02642-1)

DELTARES. 3D/2D modelling suite for integral water solutions-Hydro-Morphodynamics MANUAL. In: [S. l.: s. n.], 2014. p. 210.

DELTARES. **Delft3D Flexible Mesh Suite**. 5. ed. [S. l.]: Deltares, 2019.

DI POLITO, Carmine *et al.* On the Potential of Robust Satellite Techniques Approach for SPM Monitoring in Coastal Waters: Implementation and Application over the Basilicata Ionian Coastal Waters Using MODIS-Aqua. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 8, n. 11, p. 922, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs8110922>

DOXARAN, David; FROIDEFOND, Jean-Marie; CASTAING, Patrice. Remote-sensing reflectance of turbid sediment-dominated waters Reduction of sediment type variations and changing illumination conditions effects by use of reflectance ratios. **Applied Optics**, [s. l.], v. 42, n. 15, p. 2623, 2003. Disponível em: <https://doi.org/10.1364/AO.42.002623>

DROOGERS, Peter; BOER, Froukje De; TERINK, Wilco. Water Allocation Models for the Umbeluzi River Basin , Mozambique. [s. l.], v. 31, n. December, p. 66, 2014.

DYER, K.R. **Estuaries: A Physical Introduction**. Second Edied. London: John Wiley & Sons, 1973.

DYER, K.R. Sediment Transport Processes in Estuaries. **Geomorphology and Sedimentology of Estuaries**, [s. l.], v. 53, p. 423–449, 1995.

ELLIOTT, M.; MCLUSKY, D.S. The Need for Definitions in Understanding Estuaries. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 55, n. 6, p. 815–827, 2002. Disponível em: <https://doi.org/10.1006/ecss.2002.1031>

ESPINOZA VILLAR, Raúl *et al.* A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. **Journal of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 44, p. 45–54, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.11.006>

FERNANDES, E. H.L. *et al.* The Patos Lagoon hydrodynamics during an El Niño event (1998). **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 22, n. 11–13, p. 1699–1713, 2002. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00033-X](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00033-X)

FRIEDRICHS, C.T; AUBREY, D.G. Non-linear Tidal Distortion in Shallow Estuaries : a Synthesis8. [s. l.], n. 6784, p. 521–545, 1988. Disponível em: [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0272-7714\(88\)90082-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0272-7714(88)90082-0)

FRINGER, Oliver B. *et al.* The future of coastal and estuarine modeling: Findings from a workshop. **Ocean Modelling**, [s. l.], v. 143, p. 101458, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2019.101458>

GEYER, W. Rockwell; MACCREADY, Parker. The Estuarine Circulation. **Annual Review of Fluid Mechanics**, [s. l.], v. 46, n. 1, p. 175–197, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141302>

GIMILIANI, Giovana Teixeira; FONTES, Roberto Fioravanti Carelli; ABESSA, Denis Moledo de Souza. Modeling the dispersion of endocrine disruptors in the Santos Estuarine System (Sao Paulo State, Brazil). **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 64, n. 1, p. 1–8, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592016072806401>

GREEN, E. P. *et al.* A review of remote sensing for the assessment and management of tropical coastal resources. **Coastal Management**, [s. l.], v. 24, n. 1, p. 1–40, 1996. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/08920759609362279>

HALO, I *et al.* 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**, [s. l.], v. 100, p. 38–53, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.10.015>

HAYES, Miles O. MORPHOLOGY OF SAND ACCUMULATION IN ESTUARIES: AN INTRODUCTION TO THE SYMPOSIUM. *In: GEOLOGY AND ENGINEERING*. [S. l.]: Elsevier, 1975. p. 3–22. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-197502-9.50006-X>

HELLWEGER, F.L. *et al.* Use of satellite imagery for water quality studies in New York Harbor. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 61, n. 3, p. 437–448, 2004.

Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.06.019>

HILLGER, Don *et al.* User Validation of VIIRS Satellite Imagery. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 8, n. 1, p. 11, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs8010011>

HOGUANE, A. M.; HILL, A.E.; SIMPSON, J.H.; BOWERS, D.G. **Estuaries**. [S. l.: s. n.], 1999.

HOGUANE, A. M. *et al.* **Diurnal and tidal variation of temperature and salinity in the Ponta Rasa mangrove swamp, Mozambique**. [S. l.: s. n.], 1999. Disponível em: <https://doi.org/10.1006/ecss.1999.0499>

HOGUANE, Antonio Mubango. Perfil Diagnóstico da Zona Costeira de Moçambique. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, [s. l.], v. 7, n. 1, p. 69–82, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.5894/rgci11>

HOGUANE, Antonio Mubango; ANTONIO, Maria Helena Paulo. The Hydrodynamics of the Incomati Estuary – An Alternative Approach to Estimate the Minimum Environmental Flow. *In*: [S. l.: s. n.], 2016. p. 289–300. Disponível em: https://doi.org/10.1007/978-3-319-25370-1_18

HOLMEDAL, Lars Erik; WANG, Hong. Combined tidal and wind driven flows and residual currents. **Ocean Modelling**, [s. l.], v. 89, n. 5, p. 61–70, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.03.002>

HSU, Ming Hsi *et al.* Procedure to calibrate and verify numerical models of estuarine hydrodynamics. **Journal of Hydraulic Engineering**, [s. l.], v. 125, n. 2, p. 166–182, 1999. Disponível em: [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1999\)125:2\(166\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1999)125:2(166))

HUIJTS, K. M.H. *et al.* Lateral entrainment of sediment in tidal estuaries: An idealized model study. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 111, n. 12, 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2006JC003615>

JAY, David A.; SMITH, J. Dungan. Residual circulation in shallow estuaries: 1. Highly stratified, narrow estuaries. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 95, n. C1, p. 711, 1990. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/jc095ic01p00711>

JING, Lou; RIDD, P.V. Modelling of Suspended Sediment Transport in Coastal Areas Under Waves and Currents. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 45, n. 1, p. 1–16, 1997. Disponível em: <https://doi.org/10.1006/ecss.1996.0168>

KELLER, David P.; LEE, Dong Y.; HOOD, Raleigh R. Turbidity Maximum Entrapment of Phytoplankton in the Chesapeake Bay. **Estuaries and Coasts**, [s. l.], v. 37, n. 2, p. 279–298, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s12237-013-9692-2>

KJERFVE, Bjorn; PROEHL, Jeffrey A. Velocity Variability in a Cross-Section of a Well-Mixed Estuary. **Journal of Marine Research**, [s. l.], v. 37, n. 3, p. 409–418, 1979.

LAMONT, T *et al.* Circulation patterns in the Delagoa Bight, Mozambique, and the influence of deep ocean eddies. **African Journal of Marine Science**, [s. l.], v. 32, n. 3, p. 553–562, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.2989/1814232X.2010.538147>

LANGE, Xaver; BURCHARD, Hans. The Relative Importance of Wind Straining and Gravitational Forcing in Driving Exchange Flows in Tidally Energetic Estuaries. **Journal of**

Physical Oceanography, [s. l.], v. 49, n. 3, p. 723–736, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0014.1>

LENCART E SILVA, J. D. *et al.* Buoyancy-stirring interactions in a subtropical embayment: A synthesis of measurements and model simulations in Maputo Bay, Mozambique. **African Journal of Marine Science**, [s. l.], v. 32, n. 1, p. 95–107, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.2989/18142321003714609>

LESSER, Giles R. G.R. *et al.* Development and validation of a three-dimensional morphological model. **Coastal Engineering**, [s. l.], v. 51, n. 8–9, p. 883–915, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.07.014>

LI, Chunyan; O'DONNELL, James. The Effect of Channel Length on the Residual Circulation in Tidally Dominated Channels. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 35, n. 10, p. 1826–1840, 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/jpo2804.1>

LI, Chunyan; O'DONNELL, James. Tidally driven residual circulation in shallow estuaries with lateral depth variation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 102, n. C13, p. 27915–27929, 1997. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/97JC02330>

LI, Xiaorong; LEONARDI, Nicoletta; PLATER, Andrew J. Wave-driven sediment resuspension and salt marsh frontal erosion alter the export of sediments from macro-tidal estuaries. **Geomorphology**, [s. l.], v. 325, p. 17–28, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.10.004>

LI, Yiping *et al.* Effect of wave-current interactions on sediment resuspension in large shallow Lake Taihu, China. [s. l.], 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s11356-016-8165-0>

LOPES, José Fortes; DIAS, João Miguel. Residual circulation and sediment distribution in the Ria de Aveiro lagoon, Portugal. **Journal of Marine Systems**, [s. l.], v. 68, n. 3–4, p. 507–528, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.02.005>

LYNCH, PATRICK J. Shallow Coastal Waters. **A Field Guide to Cape Cod**, [s. l.], v. 41, n. 3, p. 325–359, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/j.ctv8jp00b.16>

MACIEL, Fernanda P.; SANTORO, Pablo E.; PEDOCCHI, Francisco. Spatio-temporal dynamics of the Río de la Plata turbidity front; combining remote sensing with in-situ measurements and numerical modeling. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 213, p. 104301, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2020.104301>

MARINHO, Chayonn *et al.* Wave regime characterization in the northern sector of Patos Lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. **Ocean and Coastal Research**, [s. l.], v. 68, p. 1–18, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/s2675-28242020068295>

MARKULL, Katrin *et al.* The influence of the Maputo and Incomati rivers on the mixing and outflow of freshwater from Maputo Bay (Mozambique). **Journal of Coastal Research**, [s. l.], v. 70, n. April, p. 580–585, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.2112/SI70-098.1>

MCANALLY, William H. *et al.* Management of Fluid Mud in Estuaries, Bays, and Lakes. II: Measurement, Modeling, and Management. **Journal of Hydraulic Engineering**, [s. l.], v. 133, n. 1, p. 23–38, 2007. Disponível em: [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2007\)133:1\(23\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:1(23))

MCSWEENEY, Jacqueline M.; CHANT, Robert J.; SOMMERFIELD, Christopher K. Lateral variability of sediment transport in the Delaware Estuary. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 121, n. 1, p. 725–744, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2015JC010974>

MENG, Wei; LIU, Lusan. On approaches of estuarine ecosystems health studies. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 86, n. 3, p. 313–316, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.05.009>

MILLER, Richard L.; MCKEE, Brent A. Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations of total suspended matter in coastal waters. **Remote Sensing of Environment**, [s. l.], v. 93, n. 1–2, p. 259–266, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.07.012>

MILLER, Richard L.; MCKEE, Brent A.; D'SA, Eurico J. Monitoring Bottom Sediment Resuspension and Suspended Sediments in Shallow Coastal Waters. In: REMOTE SENSING OF COASTAL AQUATIC ENVIRONMENTS. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag, 2005. v. 7, p. 259–276. Disponível em: https://doi.org/10.1007/1-4020-3100-9_11

MILLIMAN JD, Meade RH. WORLD-WIDE DELIVERY OF RIVER SEDIMENT TO THE OCEANS. **The Journal of Geology**, [s. l.], v. 91, n. 1, p. 1–21, 1983.

MIRANDA, Luiz *et al.* **Fundamentals of Estuarine Physical Oceanography**. Singapore: Springer Singapore, 2017. (Ocean Engineering & Oceanography).v. 8 Disponível em: <https://doi.org/10.1007/978-981-10-3041-3>

MIRANDA, Luiz B. *et al.* **Princípios de Oceanografia Física de Estuários**. Editora daed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo-EDUSP, 2002.

MOORE, GERALD K. Satellite remote sensing of water turbidity / Sonde de télémessure par satellite de la turbidité de l'eau. **Hydrological Sciences Bulletin**, [s. l.], v. 25, n. 4, p. 407–421, 1980. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/02626668009491950>

MOREIRA, Diego *et al.* Suspended matter mean distribution and seasonal cycle in the Río de La Plata estuary and the adjacent shelf from ocean color satellite (MODIS) and in-situ observations. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 68, p. 51–66, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.08.015>

MOREL, Anclré *et al.* Analysis of variations in ocean color. **Science of the Total Environment**, [s. l.], v. 2010, n. 5, p. 1689–1699, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00343-009-9160-9>

NORMANDIN, C. *et al.* Analysis of Suspended Sediment Variability in a Large Highly Turbid Estuary Using a 5-Year-Long Remotely Sensed Data Archive at High Resolution. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 124, n. 11, p. 7661–7682, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2019JC015417>

OBURA, D.O. *et al.* The Northern Mozambique Channel. In: WORLD SEAS: AN ENVIRONMENTAL EVALUATION. [S. l.]: Elsevier, 2019. p. 75–99. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100853-9.00003-8>

OLSON, D. Rings In The Ocean. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, [s. l.], v. 19, n. 1, p. 283–311, 1991. Disponível em: <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.19.1.283>

PALLARES, Elena; SÁNCHEZ-ARCILLA, Agustín; ESPINO, Manuel. Wave energy balance in wave models (SWAN) for semi-enclosed domains–Application to the Catalan coast. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 87, p. 41–53, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.03.008>

PAVELSKY, Tamlin M.; SMITH, Laurence C. Remote sensing of suspended sediment concentration, flow velocity, and lake recharge in the Peace-Athabasca Delta, Canada. **Water Resources Research**, [s. l.], v. 45, n. 11, p. 1–40, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2008WR007424>

PAWLOWICZ, Rich; BEARDSLEY, Bob; LENTZ, Steve. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using TDE. **Computers and Geosciences**, [s. l.], v. 28, n. 8, p. 929–937, 2002. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00013-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00013-4)

PEREIRA, Marçal D. *et al.* Hidrodinâmica e transporte de material particulado em suspensão sazonal em um estuário dominado por maré: Estuário de Caravelas (BA). **Revista Brasileira de Geofísica**, [s. l.], v. 28, n. 3, p. 427–444, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2010000300008>

PEREIRA, Marçal Duarte; SCHETTINI, Carlos Augusto França; OMACHI, Claudia Yuki. Caracterização de feições oceanográficas na plataforma de Santa Catarina através de imagens orbitais. **Revista Brasileira de Geofísica**, [s. l.], v. 27, n. 1, p. 81–93, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2009000100007>

PERILLO, Gerardo M.E. Chapter 2 Definitions and Geomorphologic Classifications of Estuaries. In: [S. l.: s. n.], 1995. p. 17–47. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(05\)80022-6](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(05)80022-6)

PETUS, Caroline *et al.* Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 30, n. 5, p. 379–392, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.12.007>

PIANCA, Cássia; MAZZINI, Piero Luigi F.; SIEGLE, Eduardo. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 58, n. 1, p. 53–70, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592010000100006>

POND, S.; PICKARD, G. **Introductory Dynamical Oceanography**. Seconded. [S. l.]: Pergamon Press, 1983.

PRITCHARD, D.W. **Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay Estuarine System**. [S. l.: s. n.], 1952.

PUGH, D.T. **Tides, Surges and Mean Sea -Level**. [S. l.]: Jhon Wiley & Sons, 1996.

REFSGAARD, J. C. *et al.* An integrated model for the Danubian Lowland - methodology and applications. **Water Resources Management**, [s. l.], v. 12, n. 6, p. 433–465, 1998. Disponível em: <https://doi.org/10.1023/A:1008088901770>

REYNOLDS-FLEMING, Janelle V.; LUETTICH, Richard A. Wind-driven lateral variability in a partially mixed estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 60, n. 3, p. 395–407, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.02.003>

REZA, Mobasheri Mohammad. Assessment of Suspended Sediments Concentration in Surface Waters, Using Modis Images. **American Journal of Applied Sciences**, [s. l.], v. 5, n.

7, p. 798–804, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.3844/ajassp.2008.798.804>

RIS, R C; HOLTHUIJSEN, L. H.; BOOIJ, N. A third-generation wave model for coastal regions: 2. Verification. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 104, n. C4, p. 7667–7681, 1999. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/1998JC900123>

RITCHIE, Jerry C.; ZIMBA, Paul V.; EVERITT, James H. Remote Sensing Techniques to Assess Water Quality. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, [s. l.], v. 69, n. 6, p. 695–704, 2003. Disponível em: <https://doi.org/10.14358/PERS.69.6.695>

ROCHA, M. V. L. *et al.* Análise comparativa entre medições in situ e estimativas numéricas na Praia da Cornélia, Costa da Caparica, Portugal. **Revista da Gestão Costeira Integrada**, [s. l.], v. 12, n. 2, p. 147–157, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.5894/rgci303>

ROSS, Lauren *et al.* Lateral variability of subtidal flow at the mid-reaches of a macrotidal estuary. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 122, n. 9, p. 7651–7673, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2016JC012504>

SAETRE, R; SILVA, A J da. The circulation of the Mozambique channel. *Deep-Sea Res.* **31**, [s. l.], v. 485–508, n. 5, p. 485–508, 1984.

SCARLET, Maria; Bandeira Salomão. **The Maputo Bay Ecosystem**. [S. l.: s. n.], 2020. *E-book*.

SCHETTINI, C. F. ; TRUCCOLO, E. **Circulação do baixo estuário do rio Itajaí**. 1. ed. [S. l.]: Univali Editora, 2009.

SCHETTINI, Carlos Augusto França *et al.* Observation of an Estuarine Turbidity Maximum in the Highly Impacted Capibaribe Estuary, Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 64, n. 2, p. 185–190, 2016a. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592016115006402>

SCHETTINI, Carlos Augusto França *et al.* Residual fluxes of suspended sediment in a tidally dominated tropical estuary. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 70, p. 27–35, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.03.006>

SCHETTINI, Carlos Augusto França *et al.* The circulation of the lower Capibaribe Estuary (Brazil) and its implications for the transport of scalars. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 64, n. 3, p. 263–276, 2016b. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592016119106403>

SCHETTINI, Carlos Augusto França; MIRANDA, Luiz Bruner De. Circulation and suspended particulate matter transport in a tidally dominated estuary: caravelas estuary, Bahia, Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 58, n. 1, p. 1–11, 2010. Disponível em: <https://doi.org/https://doi.org/10.1590/S1679-87592010000100001>

SCHUBEL, J. R. Turbidity Maximum of the Northern Chesapeake Bay. **Science**, [s. l.], v. 161, n. 3845, p. 1013–1015, 1968. Disponível em: <https://doi.org/10.1126/science.161.3845.1013>

SEILER, Lilian *et al.* Three-dimensional hydrodynamic modeling of the Santos-São Vicente-Bertioga estuarine system, Brazil. **Regional Studies in Marine Science**, [s. l.], v. 37, p. 101348, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2020.101348>

SETE, C.; RUBY J.; DOVE, V. **Seasonal Variation Of tides, currents, salinity and temperature along the Coast of Mozambique**. [s. l.: s. n.], 2002.

SHEN, Fang *et al.* Satellite multi-sensor mapping of suspended particulate matter in turbid estuarine and coastal ocean, China. **International Journal of Remote Sensing**, [s. l.], v. 35, n. 11–12, p. 4173–4192, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/01431161.2014.916053>

SIEGLE, Eduardo *et al.* Hydrodynamics and suspended sediment transport in the Camboriú estuary - Brazil: pre jetty conditions. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 57, n. 2, p. 123–135, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592009000200005>

SIEGLE, Eduardo *et al.* Shoreline Retraction and the Opening of a New Inlet: Implications on Estuarine Processes. **Estuaries and Coasts**, [s. l.], v. 42, n. 8, p. 2004–2019, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s12237-019-00635-w>

SIEGLE, Eduardo; ASP, Nils Edvin. Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. **Brazilian Journal of Oceanography**, [s. l.], v. 55, n. 2, p. 109–120, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592007000200004>

SIGAÚQUE, Paulo J. *et al.* The role of tides, river discharge and wind on the residual circulation of Maputo Bay. **Regional Studies in Marine Science**, [s. l.], v. 4, n. 1, p. 101604, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2020.101604>

SILVA, Emerson Mariano da; BANGA, Nelson Mário; ALVES, José Maria Brabo. Modelagem dos Recursos Eólicos sobre Moçambique Considerando um Cenário de Mudanças Climáticas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, [s. l.], v. 32, n. 1, p. 157–170, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/0102-778632120160815>

SIMPSON, J. H. *et al.* Tidal Straining, Density Currents, and Stirring in the Control of Estuarine Stratification. **Estuaries**, [s. l.], v. 13, n. 2, p. 125, 1990. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/1351581>

SMITH, Grant Alexander *et al.* Introduction of a new friction routine into the SWAN model that evaluates roughness due to bedform and sediment size changes. **Coastal Engineering**, [s. l.], v. 58, n. 4, p. 317–326, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.11.006>

SPEER, P.E.; AUBREY, D.G. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part II: Theory. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 21, n. 2, p. 207–224, 1985. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(85\)90097-6](https://doi.org/10.1016/0272-7714(85)90097-6)

SPENCER, Thomas *et al.* Southern North Sea storm surge event of 5 December 2013: Water levels, waves and coastal impacts. **Earth-Science Reviews**, [s. l.], v. 146, n. December 2013, p. 120–145, 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.04.002>

SWALLOW, John C.; SCHOTT, Friedrich; FIEUX, Michèle. Structure and transport of the East African Coastal Current. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 96, n. C12, p. 22245, 1991. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/91JC01942>

SWART, N. C. *et al.* Observed characteristics of Mozambique Channel eddies. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 115, n. C9, p. C09006, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2009JC005875>

TALKE, S.A.; DE SWART, H.E.; SCHUTTELAARS, H.M. Feedback between residual circulations and sediment distribution in highly turbid estuaries: An analytical model. **Continental Shelf Research**, [s. l.], v. 29, n. 1, p. 119–135, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.09.002>

TAVORA, Juliana *et al.* The influence of river discharge and wind on Patos Lagoon, Brazil, Suspended Particulate Matter. **International Journal of Remote Sensing**, [s. l.], v. 40, n. 12, p. 4506–4525, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/01431161.2019.1569279>

TENORIO-FERNANDEZ, L.; VALLE-LEVINSON, A.; GOMEZ-VALDES, J. Subtidal hydrodynamics in a tropical lagoon: A dimensionless numbers approach. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 200, p. 449–459, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.11.037>

TIAN, Liqiao *et al.* Assessment of Total Suspended Sediment Distribution under Varying Tidal Conditions in Deep Bay: Initial Results from HJ-1A/1B Satellite CCD Images. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 6, n. 10, p. 9911–9929, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs6109911>

VÆRET, Lars *et al.* Holocene dynamics of the salt–fresh groundwater interface under a sand island, Inhaca, Mozambique. **Quaternary International**, [s. l.], v. 257, p. 74–82, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.11.020>

VALLE-LEVINSON, A. **Contemporary Issues in Estuarine Physics**. 1. ed. [S. l.]: Cambridge University Press, 2010.

VALLE-LEVINSON, Arnaldo. Density-driven exchange flow in terms of the Kelvin and Ekman numbers. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 113, n. C4, p. C04001, 2008. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2007JC004144>

VALLE-LEVINSON, Arnaldo *et al.* Residual exchange flows in subtropical estuaries. **Estuaries and Coasts**, [s. l.], v. 32, n. 1, p. 54–67, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s12237-008-9112-1>

VALLE-LEVINSON, Arnaldo; LWIZA, Kamazima M. M. The effects of channels and shoals on exchange between the Chesapeake Bay and the adjacent ocean. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 100, n. C9, p. 18551, 1995. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/95JC01936>

VALLE-LEVINSON, Arnaldo; SCHETTINI, Carlos A.F. Fortnightly switching of residual flow drivers in a tropical semiarid estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 169, n. 1, p. 46–55, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.12.008>

VALLE-LEVINSON, Arnaldo; SCHETTINI, Carlos A.F.; TRUCCOLO, Eliane C. Subtidal variability of exchange flows produced by river pulses, wind stress and fortnightly tides in a subtropical stratified estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, [s. l.], v. 221, n. March, p. 72–82, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.03.022>

VAZ, Nuno *et al.* The tagus estuary as a numerical modeling test bed: A review. **Geosciences (Switzerland)**, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 1–21, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/geosciences10010004>

VIOLA, Cristina N.A. *et al.* Sea wave propagation from offshore to Maputo's coast. Application to longshore sediment transport assessment. **Water Science and Technology**, [s. l.], v. 82, n. 1, p. 1–12, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.wst.2020.01.001>

l.], v. 69, n. 12, p. 2438–2445, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.2166/wst.2014.162>

WALTERS, Roy A.; HESTON, Cynthia. Removing Tidal-Period Variations from Time-Series Data Using Low-Pass Digital Filters. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 12, n. 1, p. 112–115, 1982. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<0112:RTPVFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<0112:RTPVFT>2.0.CO;2)

WANG, Menghua; SON, SeungHyun; HARDING, Lawrence W. Retrieval of diffuse attenuation coefficient in the Chesapeake Bay and turbid ocean regions for satellite ocean color applications. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 114, n. C10, p. C10011, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2009JC005286>

WARD, Sophie L. *et al.* Tidal stream resource characterisation in progressive versus standing wave systems. **Applied Energy**, [s. l.], v. 220, n. March, p. 274–285, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2018.03.059>

WHEELER, Dennis; WILKINSON, Clive. FROM CALM TO STORM: THE ORIGINS OF THE BEAUFORT WIND SCALE. **The Mariner's Mirror**, [s. l.], v. 90, n. 2, p. 187–201, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/00253359.2004.10656896>

WILLIAMS, Jon J.; ESTEVES, Luciana S. Guidance on Setup, Calibration, and Validation of Hydrodynamic, Wave, and Sediment Models for Shelf Seas and Estuaries. **Advances in Civil Engineering**, [s. l.], v. 2017, p. 1–25, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1155/2017/5251902>

WILLMOTT, Cort J. On the validation of models. **Physical Geography**, [s. l.], v. 2, n. 2, p. 184–194, 1981. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/02723646.1981.10642213>

WILLMOTT, Cort J. *et al.* Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 90, n. C5, p. 8995, 1985. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/JC090iC05p08995>

WINANT, Clinton D.; GUTIÉRREZ DE VELASCO, Guillermo. Tidal Dynamics and Residual Circulation in a Well-Mixed Inverse Estuary. **Journal of Physical Oceanography**, [s. l.], v. 33, n. 7, p. 1365–1379, 2003. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<1365:tdarci>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<1365:tdarci>2.0.co;2)

YAN, Yuhan *et al.* The Response of Turbidity Maximum to Peak River Discharge in a Macrotidal Estuary. **Water**, [s. l.], v. 13, n. 1, p. 106, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/w13010106>

YANAGI, T. **Coastal Oceanography**. Tokyo: Koseishakoseikaku, Co., 1989.

YANAGI, Tetsuo. Fundamental study on the tidal residual circulation, II. **Journal of the Oceanographical Society of Japan**, [s. l.], v. 34, n. 2, p. 67–72, 1978. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/BF02108660>

YANG, Gang *et al.* Using 250-M Surface Reflectance MODIS Aqua/Terra Product to Estimate Turbidity in a Macro-Tidal Harbour: Darwin Harbour, Australia. **Remote Sensing**, [s. l.], v. 10, n. 7, p. 997, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs10070997>

YANG, Xianping *et al.* Suspended sediment concentration mapping based on the MODIS satellite imagery in the East China inland, estuarine, and coastal waters. **Chinese Journal of Oceanology and Limnology**, [s. l.], v. 35, n. 1, p. 39–60, 2017. Disponível em:

<https://doi.org/10.1007/s00343-016-5060-y>

ZAAG, Pieter; VAZ, C. A. Sharing the Incomati waters: cooperation and competition in the balance. **Water Policy**, [s. l.], v. 5, n. 4, p. 349–368, 2003. Disponível em: <https://doi.org/10.2166/wp.2003.0021>

ANEXO A - DESCRIÇÃO DO MODELO HIDRODINÂMICO DO DELFT3D

A.1.1 Formulação Matemática do Delft3D

Equações governantes do modelo

A equação de continuidade deriva da integração da equação de continuidade através de um fluido incompressível ($\nabla \cdot \vec{u} = 0$) em toda coluna de água.

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial [(d + \xi)U\sqrt{G\eta\eta}]}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial [(d + \xi)V\sqrt{G\xi\xi}]}{\partial \eta} = (d + \xi)Q$$

Onde U e V são velocidades médias em profundidade e são dadas pela seguinte equação:

$$U = \frac{1}{d + \xi} \int_d^\xi u \, dz = \int_{-1}^0 u \, d\sigma$$

$$V = \frac{1}{d + \xi} \int_d^\xi v \, dz = \int_{-1}^0 v \, d\sigma$$

Q é a contribuição por unidade de área devido à descarga ou retirada de água por precipitação e evaporação, conforme:

$$Q = \int_{-1}^0 (q_{in} - q_{out}) d\sigma + P - E$$

q_{in} e q_{out} representam fontes locais e sumidouros de água por unidade de volume[1/s], respectivamente. P é a precipitação e E é a evaporação.

$\sqrt{G\xi\xi}$ e $\sqrt{G\eta\eta}$ são coeficientes utilizados para transformação de coordenadas curvilíneas em retangulares e vice-versa.

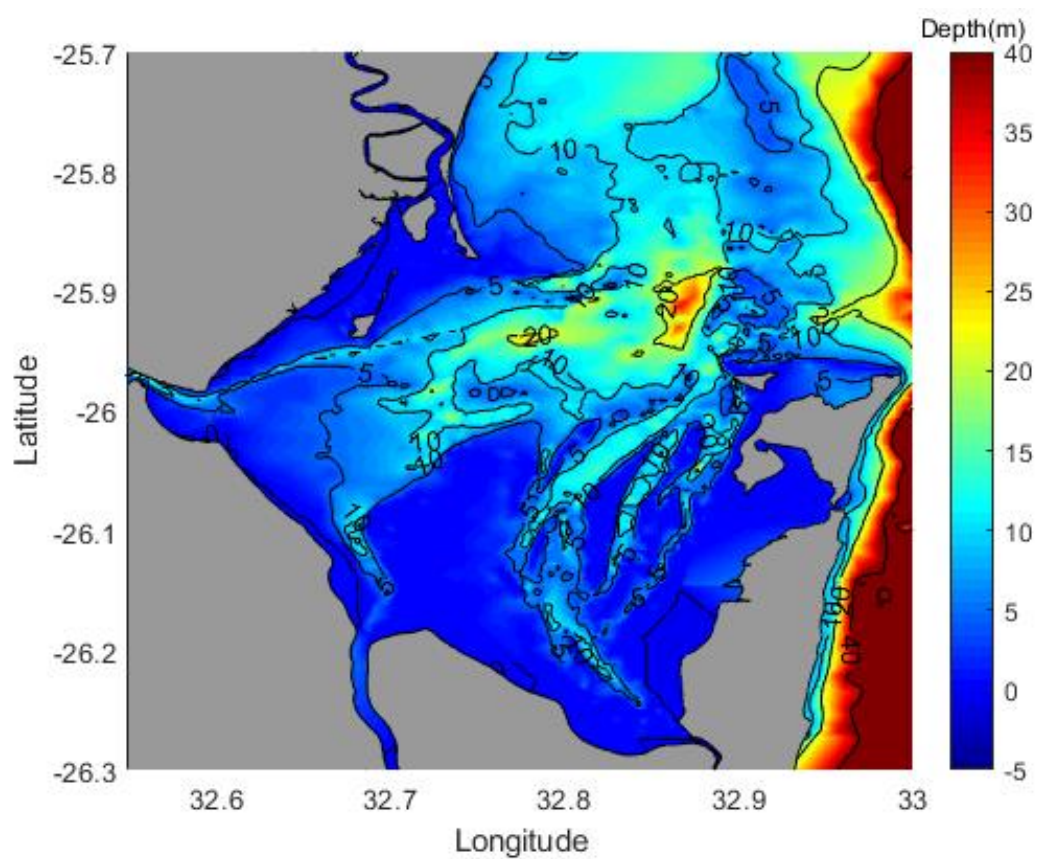
As equações de momento na direção horizontal em ξ e η são dadas por:

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G\xi\xi}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{w}{d+\xi} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{v^2}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial \sqrt{G\eta\eta}}{\partial \xi} + \frac{uv}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial \sqrt{G\xi\xi}}{\partial \eta} - fv \\
& = -\frac{1}{\rho o \sqrt{G\xi\xi}} P\xi + F\xi + \frac{1}{(d+\xi)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(vV \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + M\xi \\
\\
& \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G\xi\xi}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{w}{d+\xi} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \frac{uv}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial \sqrt{G\eta\eta}}{\partial \xi} - \frac{u^2}{\sqrt{G\xi\xi}\sqrt{G\eta\eta}} \frac{\partial \sqrt{G\xi\xi}}{\partial \eta} + fu \\
& = -\frac{1}{\rho o \sqrt{G\xi\xi}} P\eta + F\eta + \frac{1}{(d+\xi)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(vV \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + M\eta
\end{aligned}$$

Onde, vV é o coeficiente de viscosidade turbulenta vertical; $P\xi$ e $P\eta$ são gradientes de pressão; as forças $F\xi$ e $F\eta$ representam o desequilíbrio na horizontal das tensões de Reynolds.

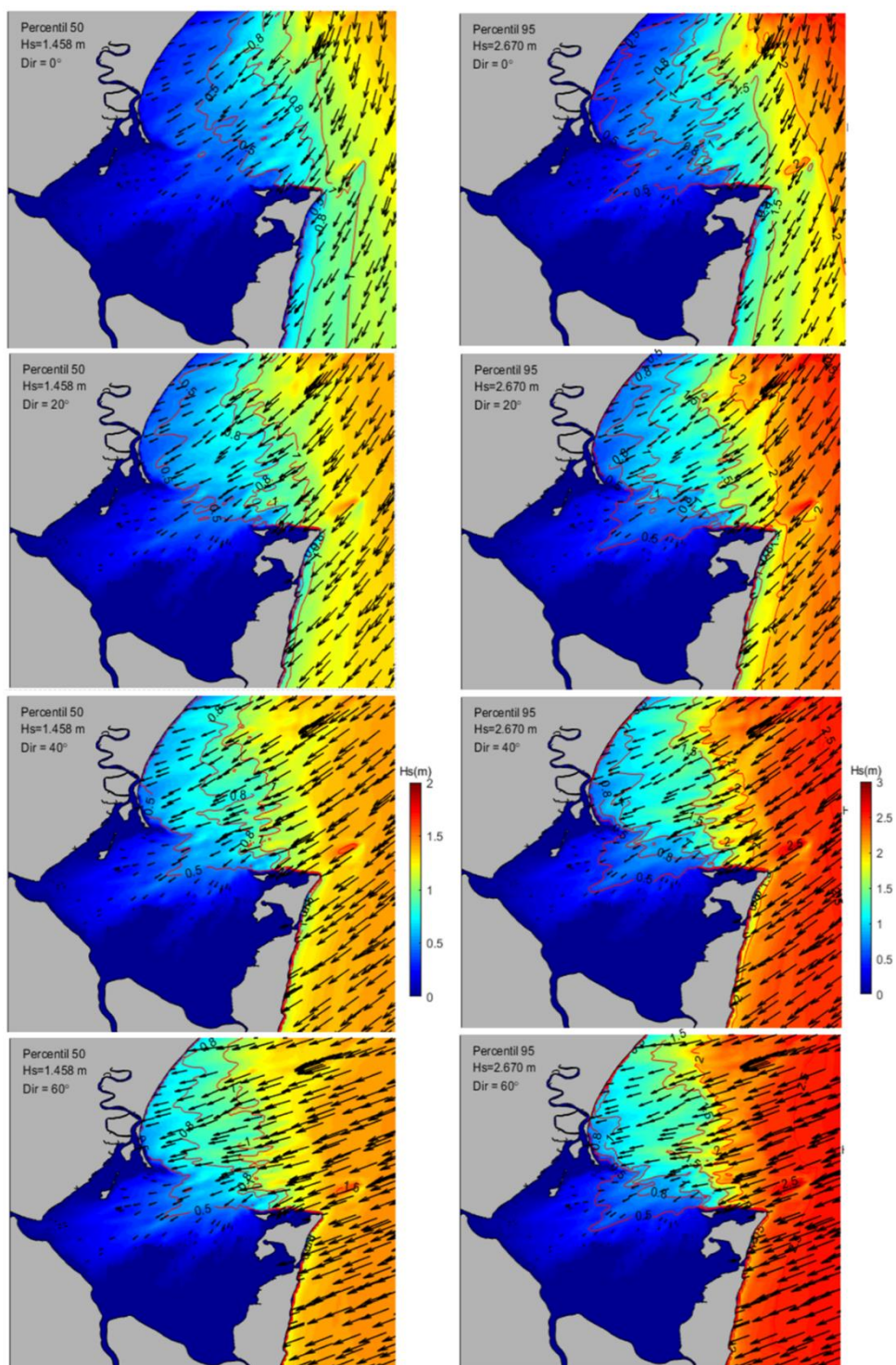
ANEXO B - BATIMETRIA DO MODELO HIDRODINÂMICO

B 1 - Representação da batimetria na baía de Maputo. As alturas em metros têm como referência o zero hidrográfico localizado na estação maregráfica do porto de Maputo

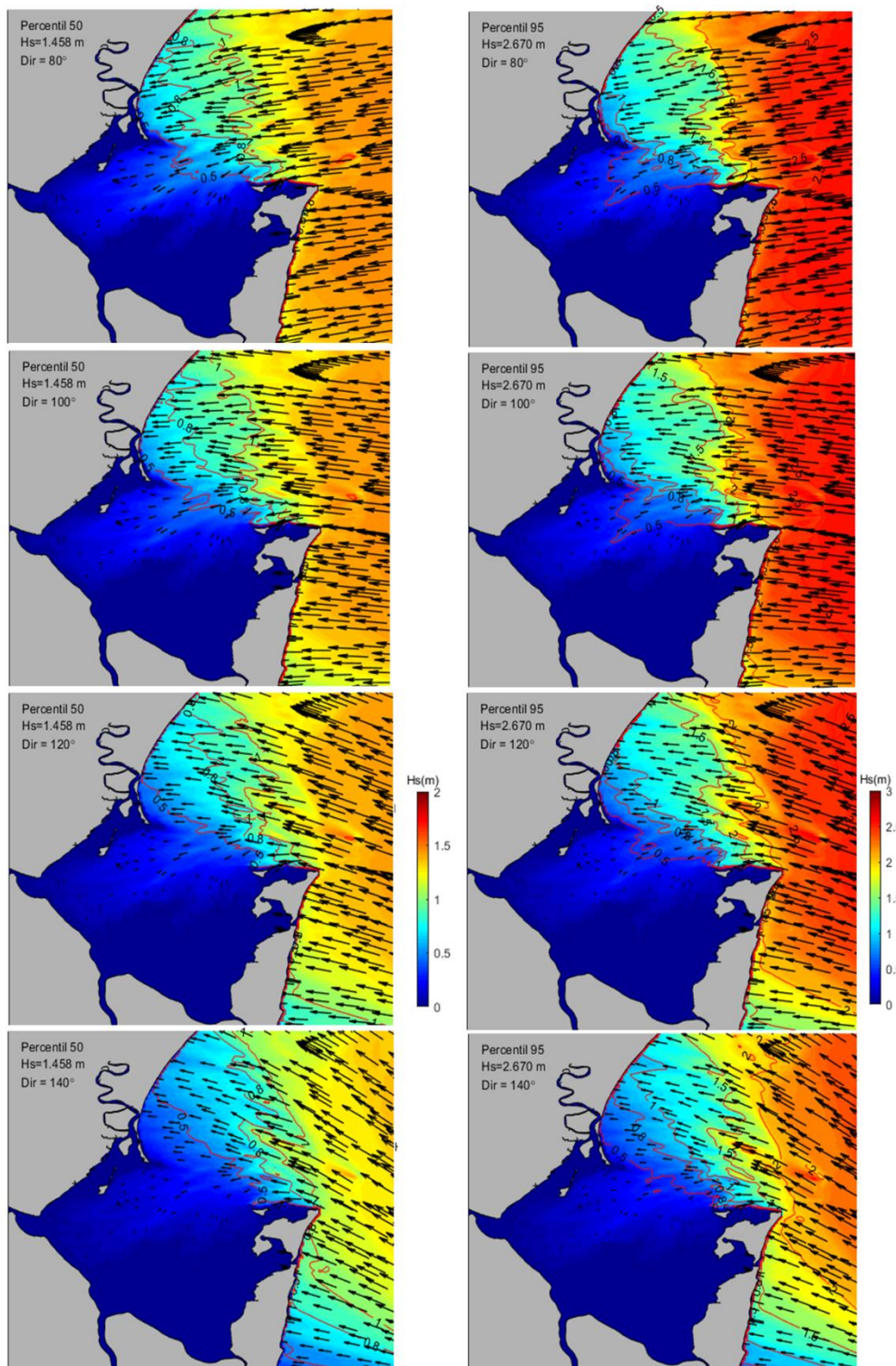


ANEXO C - ALTURAS SIGNIFICATIVAS AO LARGO DA BAÍA DE MAPUTO

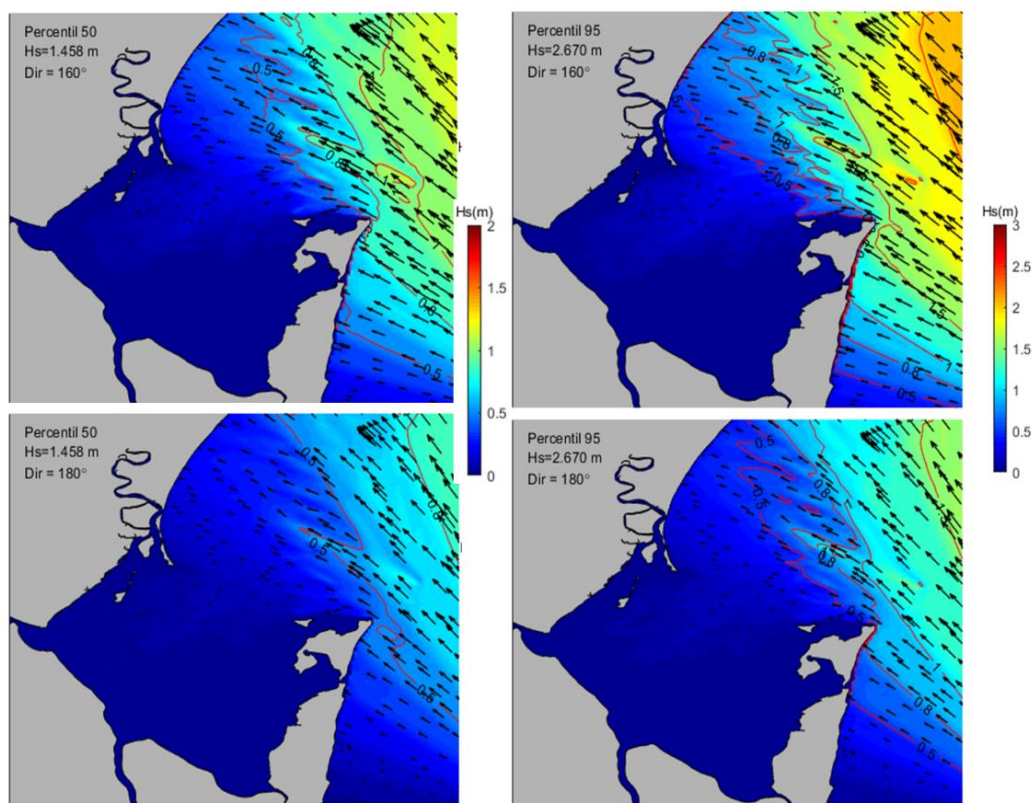
C 1 - Alturas significativas forçadas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 0 a 60° , $H_s=1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s= 2,67$ (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa



C 2 - Alturas significativas forçadas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 80° a 140° , $H_s=1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s= 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa

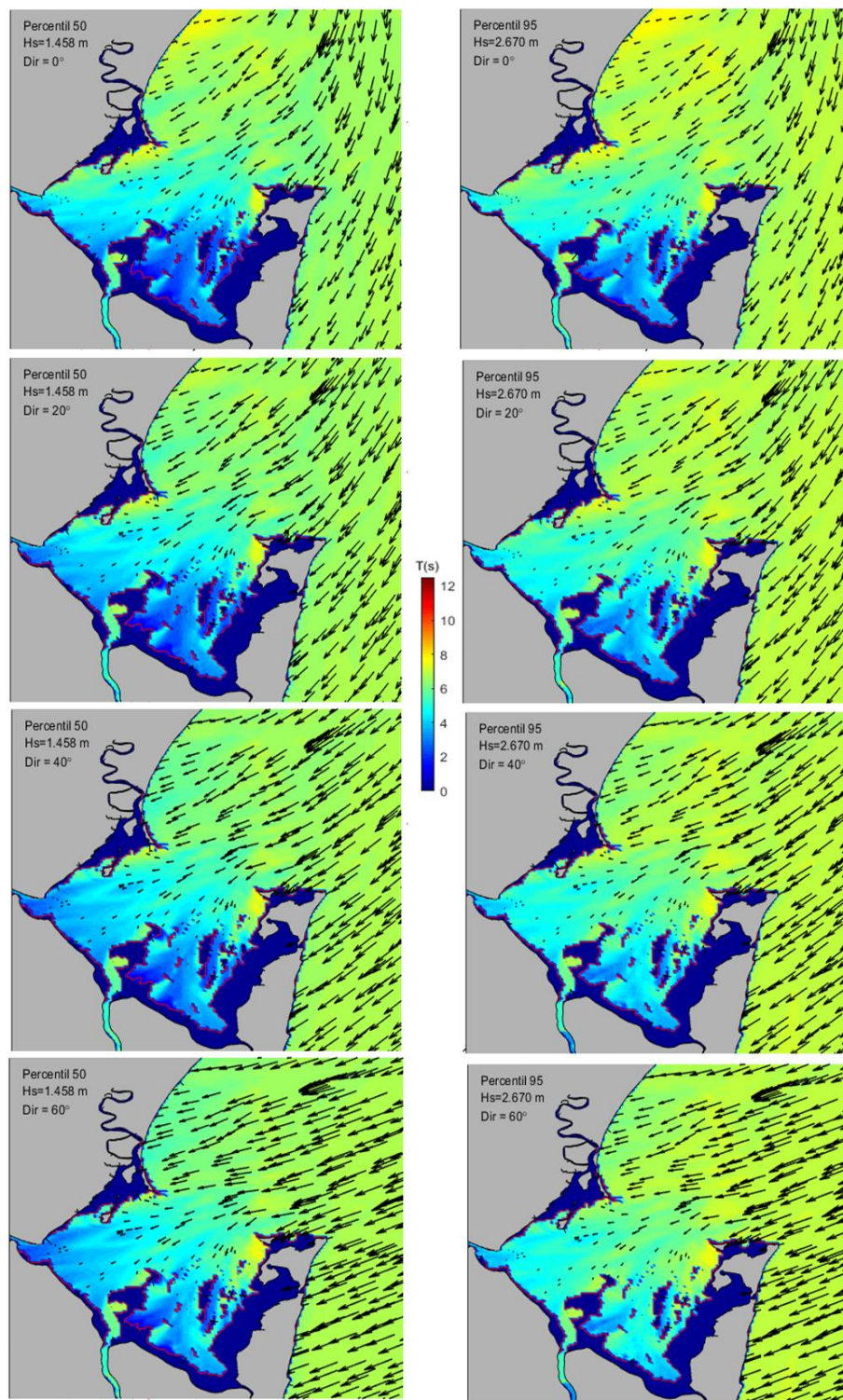


C 3 - Alturas significativas forçadas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 160° e 180° , $H_s = 1,46\text{ m}$ (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67\text{ m}$ (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa

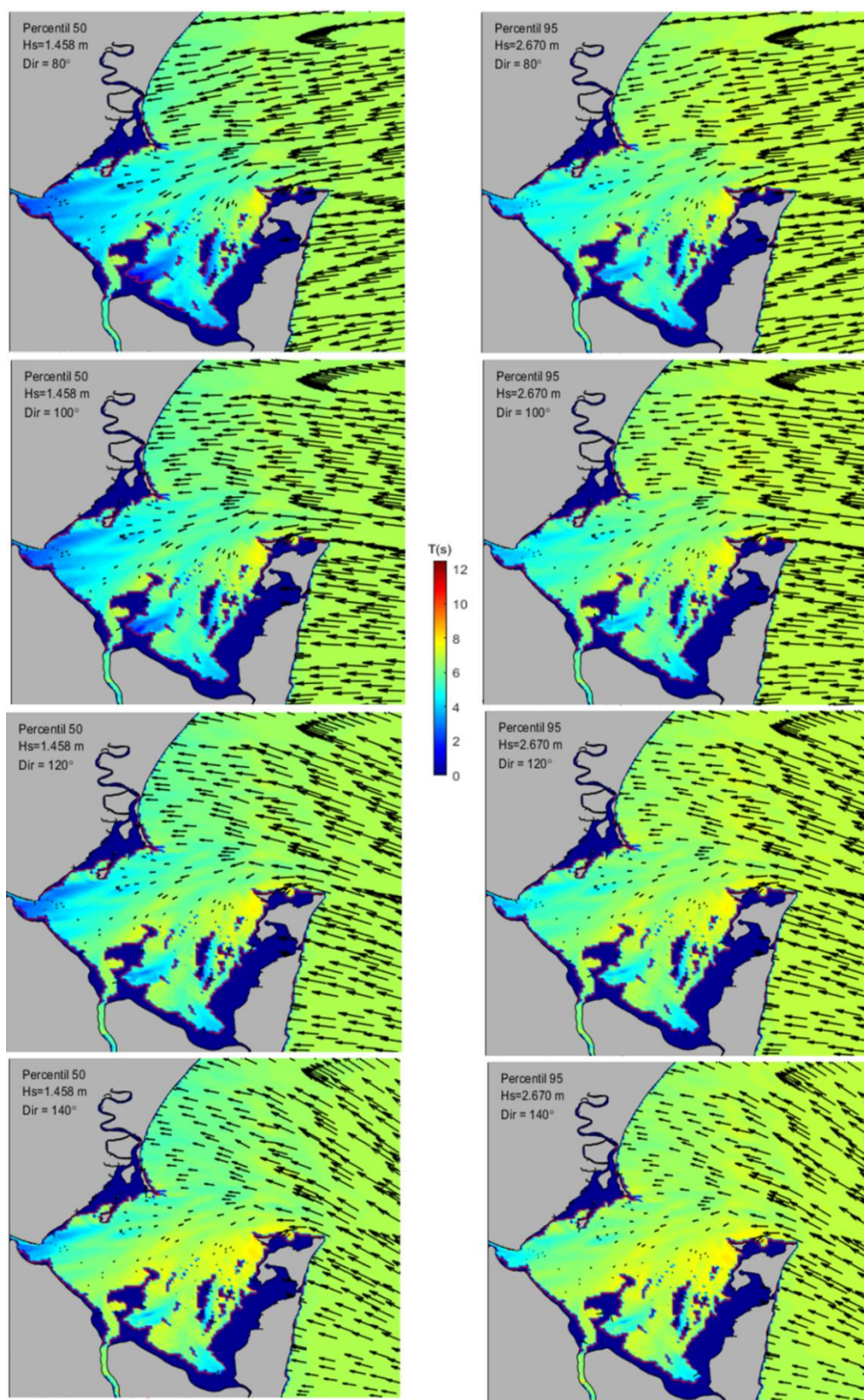


ANEXO D - PERÍODOS DE ONDA AO LARGO DA BAÍA DE MAPUTO

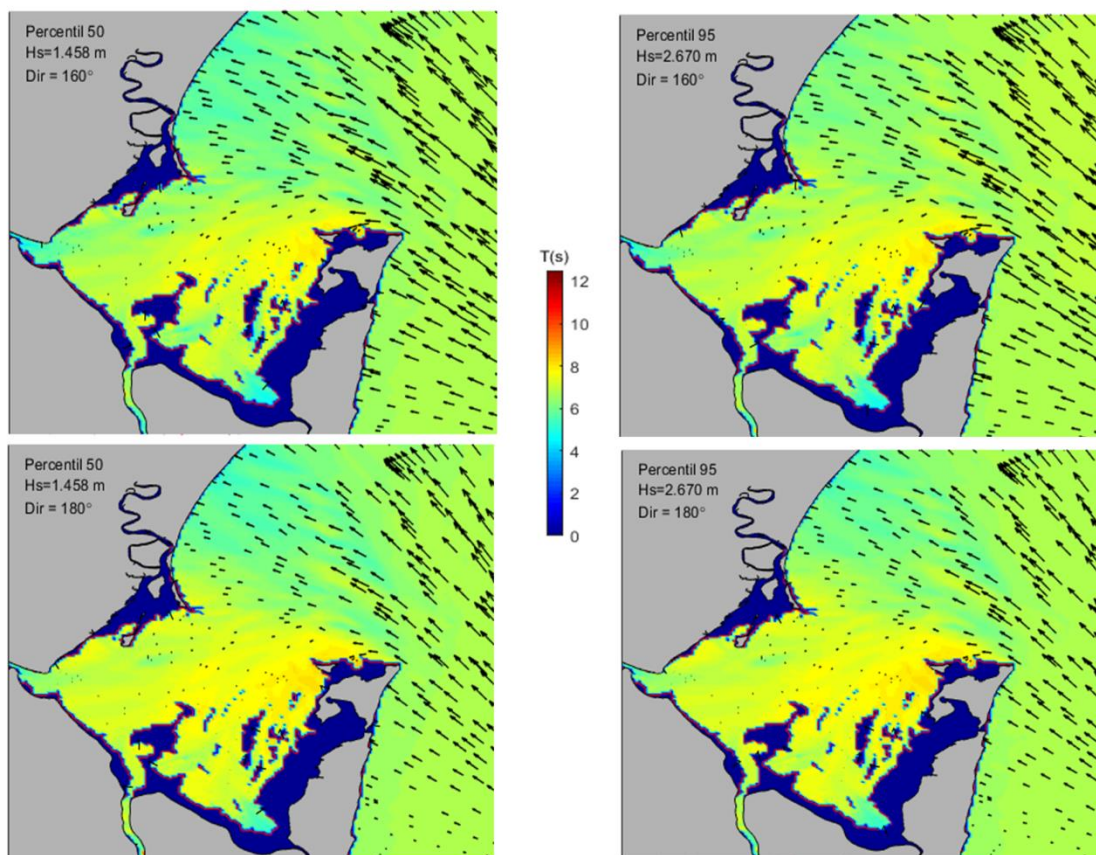
D 1 - Períodos de onda forçadas com $T_p = 8$ s, ângulos de incidência de 0° e 60° , $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa



D 2 - Períodos de onda forçadas com $T_p = 8$ s, ângulos de incidência de 80 e 1400, $H_s = 1,46$ m (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67$ m (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa

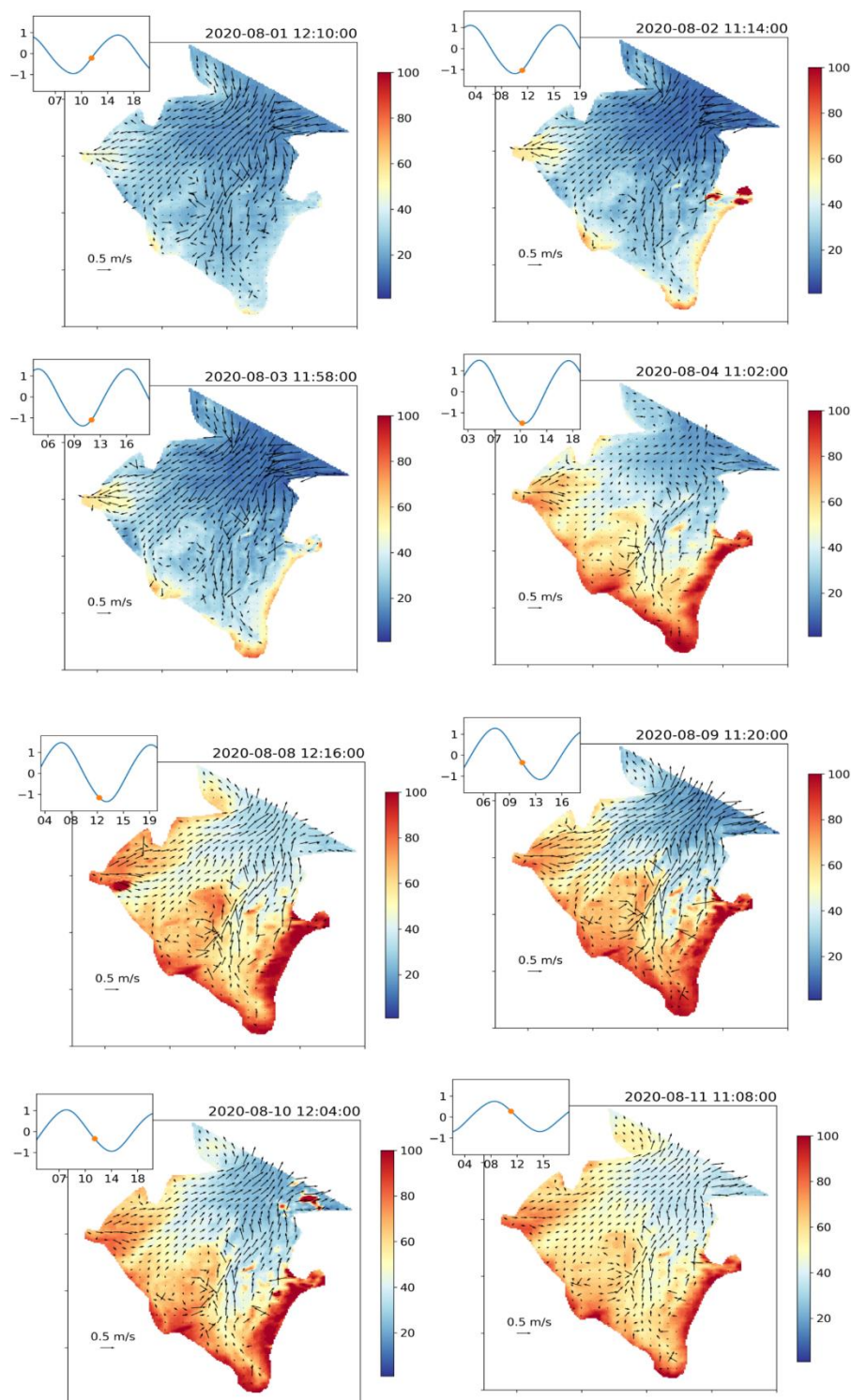


D 3 - Períodos de onda forçadas com $T_p = 8s$, ângulos de incidência de 160° e 180° , $H_s = 1,46 m$ (Painel à esquerda) e $H_s = 2,67 m$ (Painel à direita). Os vetores representam a direção média da altura significativa

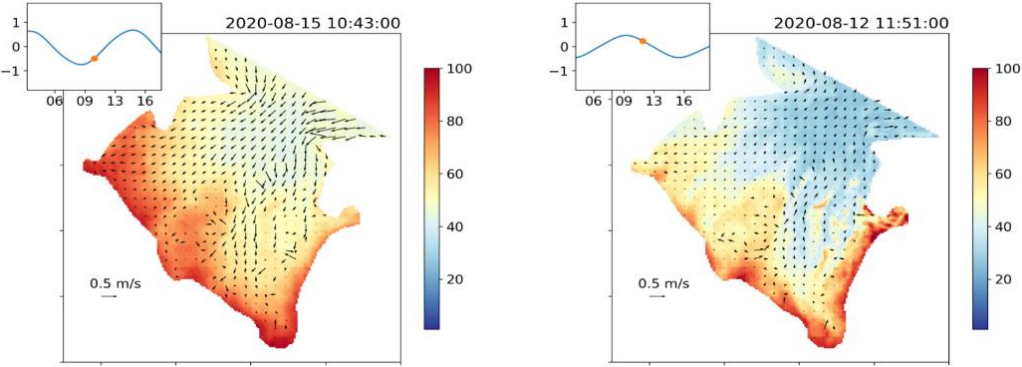


ANEXO E - IMAGENS DO SATÉLITE AQUA

E 1- Distribuição da turbidez em níveis de reflectância na faixa do vermelho, correntes de maré e elevação de nível. AQUA

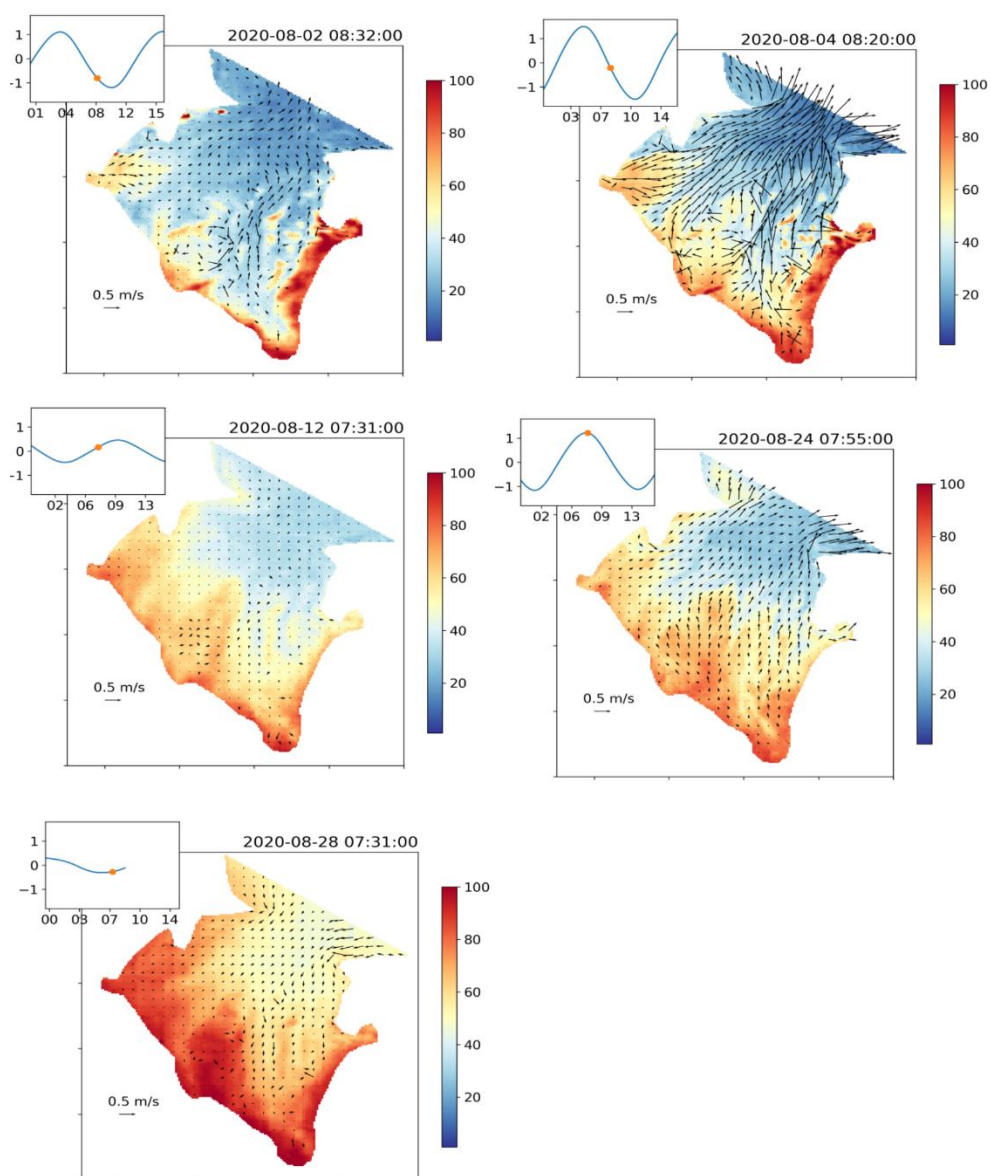


E 2 - Distribuição da turbidez em níveis de refletância na faixa do vermelho, correntes de maré e elevação de nível. AQUA



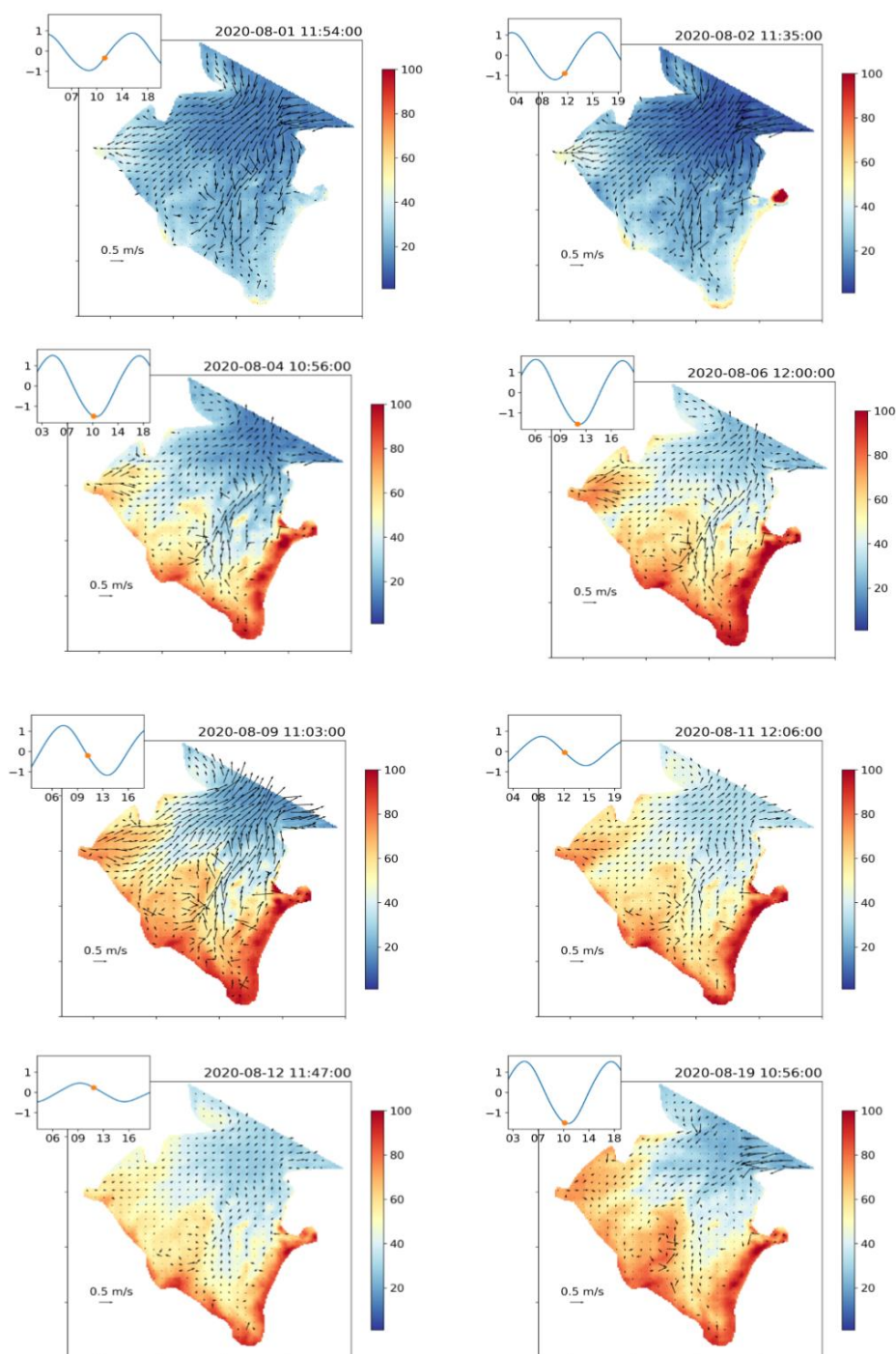
ANEXO F - IMAGENS DO SATÉLITE TERRA

F 1 - Distribuição da turbidez em níveis de refletância na faixa do vermelho, correntes de maré e elevação de nível. TERRA

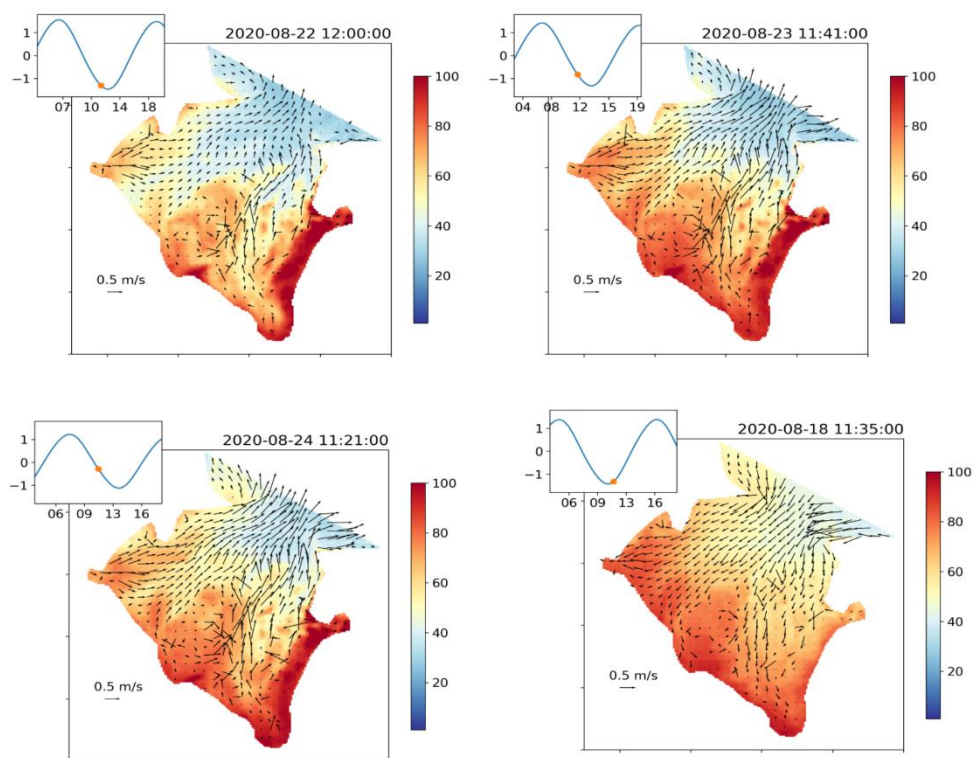


ANEXO G - IMAGENS DO SATÉLITE SUOMI - NPP

G 1- Distribuição da turbidez em níveis de refletância na faixa do vermelho, correntes de maré e elevação de nível. SUOMI - NPP

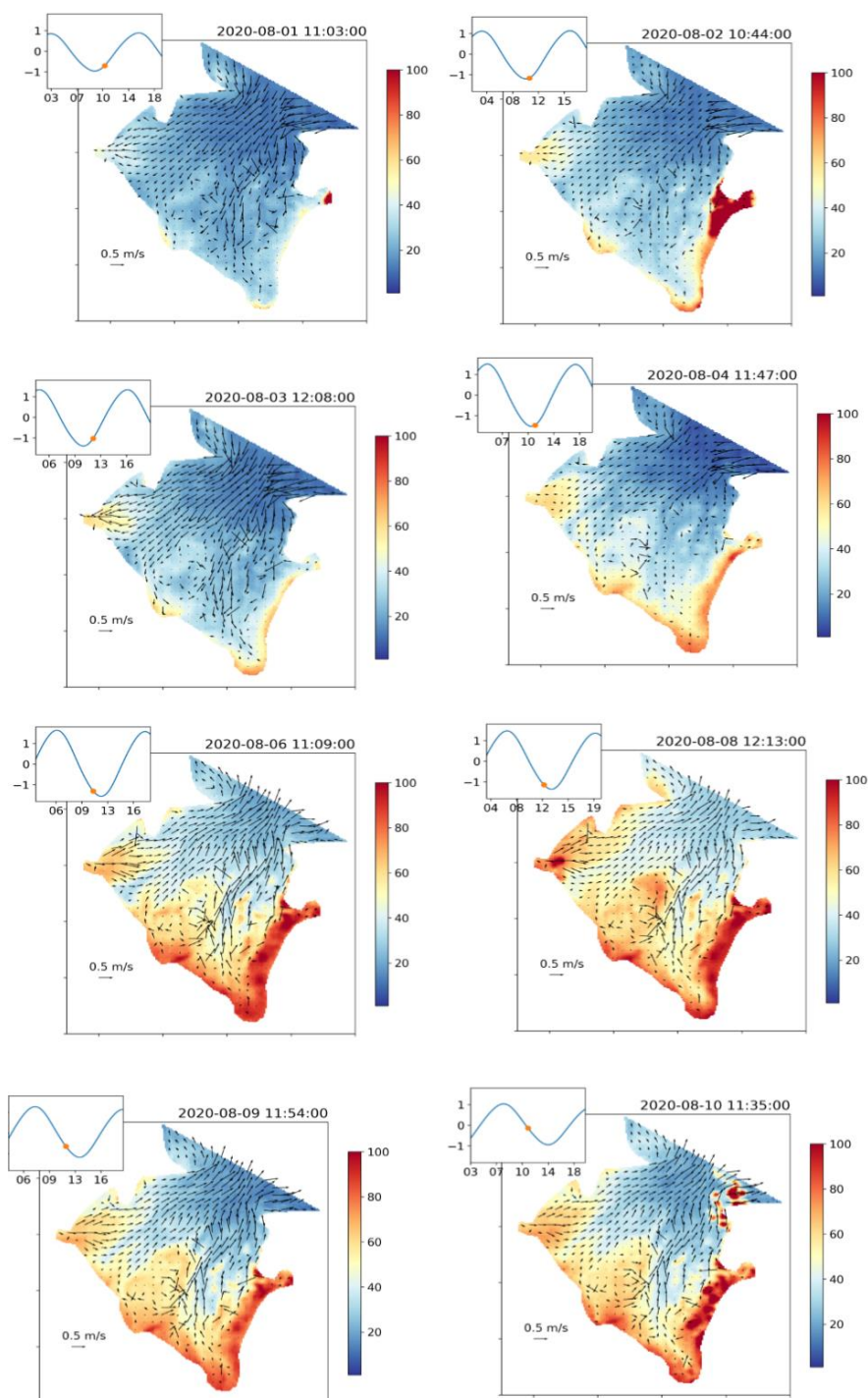


G 2 - Distribuição da turbidez em níveis de refletância na faixa do vermelho, correntes de maré e elevação de nível. SUOMI - NPP



ANEXO H - IMAGENS DE SATÉLITE NOAA

H 1 - Distribuição da turbidez em níveis de refletância na faixa do vermelho, correntes de maré e elevação de nível. NOAA



H 2 - Distribuição da turbidez em níveis de refletância na faixa do vermelho, correntes de maré e elevação de nível. NOAA

