

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Alberto José Bié

**Estudo numérico de marés meteorológicas na costa
de Moçambique**

São Paulo
2017

Alberto José Bié

Estudo numérico de marés meteorológicas na costa de Moçambique

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências. Versão Corrigida. A original encontra-se disponível na unidade.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Ricardo de Camargo

São Paulo

2017

Aos meus pais, José e Luísa.

Agradecimentos

Ao meu orientador, Prof. Dr. Ricardo de Camargo pela orientação ao longo dos últimos anos, pela amizade, confiança, paciência e pelas muitas discussões frutíferas. Sem esquecer sua família que diversas vezes me recebeu carinhosamente em sua casa.

À minha família, em especial aos meus pais, José e Luísa, pelo apoio incondicional.

À minha namorada Paula, pelo companheirismo e suporte emocional incessantes.

Aos Profs. Drs. Alberto Mavume e António Queface por sempre incentivarem e apoiarem em vários aspectos a minha carreira acadêmica. Ao Prof. Dr. Alberto Mavume pelo fornecimento dos dados do INAHINA usados neste trabalho.

Aos colegas e amigos do IAG-USP, Victor, Raidiel, Jenniffer, Maciel, Lucas, Vitor, Ricardo, Rafael, Leandro, Darsys, Igor, Tayla, e em especial, ao Edson, a Paola, ao Damian e ao Miguel por contribuírem diretamente para a melhoria do presente trabalho.

Ao pessoal do grupo pelas valiosas dicas e sugestões feitas.

Aos Profs. Dr. Pedro Leite e Joseph Harari, pelas contribuições para melhoria deste trabalho através das sugestões durante o exame de qualificação.

Ao Prof. Dr. Adilson Gandu que sempre se dispôs a ajudar.

Aos professores do IAG-USP com os quais aprendi bastante ao longo das disciplinas cursadas.

Ao pessoal do laboratório MASTER, em especial ao Jean Peres, pelo apoio prestado.

Ao pessoal da informática do DCA, Djalma, Samuel e Sebastião, por sempre atenderem aos meus chamados em tempo útil.

Ao pessoal da secretaria do DCA pelo profissionalismo e excelente atendimento que sempre disponibilizaram.

Aos amigos moçambicanos com os quais partilhei momentos memoráveis em São Paulo, em especial ao Natanael, Elídio, Bionídio e Odete.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento da bolsa de estudos, sem ela minha estadia em São Paulo seria impossível.

Resumo

BIÉ, A J. **Estudo numérico de marés meteorológicas na costa de Moçambique**. 2017. 90 p., Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

A costa de Moçambique é frequentemente afetada por intensa atividade meteorológica ao longo do Canal de Moçambique, seja por ciclones tropicais ou extratropicais. Marés meteorológicas combinadas com elevadas descargas fluviais podem resultar em inundações costeiras, afetando tanto áreas urbanas como rurais. Para aumentar a compreensão sobre o impacto das marés meteorológicas em Moçambique, este estudo apresenta a primeira tentativa de modelar o fenômeno através da implementação do modelo de circulação oceânica *Princeton Ocean Model* (POM) no domínio do sudoeste do oceano Índico (2-32°S, 28-85°E) em uma grade regular com resolução espacial de 1/6°, forçado a partir de campos de vento e fluxos provenientes da reanálise CFSR (*NCEP Climate Forecast System Reanalysis*) e condições iniciais fornecidas pelo SODA2.2.4 (*Simple Ocean Data Assimilation version 2*). As simulações foram feitas para o período 1979-2010 e suas validações incluíram comparações em larga escala e em regiões costeiras. Os resultados das simulações mostraram que o modelo conseguiu representar devidamente as amplitudes e fases das principais constituintes harmônicas da maré astronômica, solar e lunar, com ligeiras deficiências na costa de Moçambique. O modelo foi capaz de capturar o padrão de distribuição espacial e as magnitudes da TSM embora com ligeiro viés positivo. Em termos da elevação da superfície do mar, modelo subestimou a variabilidade no Canal de Moçambique e áreas adjacentes. A validação do modelo para eventos específicos de marés meteorológicas mostrou resultados satisfatórios, enfatizando sua aplicabilidade para representação do fenômeno na área de estudo. Experimentos de sensibilidade mostraram uma contribuição significativa da pressão atmosférica na amplitude da maré meteorológica, superando a contribuição da maré astronômica por um fator de 2. A análise de extremos revelou que maiores extremos de marés meteorológicas são encontrados em partes da costa de Moçambique e Madagascar, relacionados a ocorrência de ciclones tropicais enquanto os extremos dos níveis totais mostraram que a maré astronômica é o fator dominante na região.

Palavras-chaves: Marés Meteorológicas, Costa de Moçambique, Ciclones tropicais.

Abstract

BIÉ, A J. **Numerical study of storm surges in the coast of Mozambique**. 2017. 90 p., Dissertation (Master of Science) – Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of Sao Paulo, Sao Paulo, 2017.

The coast of Mozambique is often affected by intense meteorological activity over the Mozambique Channel, either by tropical or extratropical cyclones. Storm surges combined to high freshwater discharge can drive huge coastal floods, affecting both urban and rural areas. In order to improve the knowledge about the impact of storm surges in the coast of Mozambique, this study presents the first attempt to model this phenomenon through the implementation of the Princeton Ocean Model (POM) in the SouthWestern Indian Ocean domain (SWIO; 2-32°S, 28-85°E) using a regular grid with 1/6° of spatial resolution, driven by winds and fluxes given by the CFSR (NCEP Climate Forecast System Reanalysis) and initialized by oceanic fields provided by SODA2.2.4 (Simple Ocean Data Assimilation, version 2.2.4). The simulation was performed for the period 1979-2010 and its validations included comparisons in large scale as well as in coastal regions. The simulations showed that the model reproduced accordingly the amplitudes and phases of the main tidal harmonic constituents (solar and lunar) though with slight deficiencies in the coastal region of Mozambique. The model was able to capture the spatial pattern and magnitudes of the sea surface temperature with a slight positive bias. In terms of sea surface height, the model underestimated the mesoscale variability in the Mozambique Channel along with adjacent areas south the channel. The validation for specific storm surges events has shown satisfactory results, emphasizing the applicability of the model to study storm surges in this study area. Sensitivity experiments have shown a significant contribution of the atmospheric sea level pressure to storm surge height, surpassing the contribution of tide by a factor of 2. Extreme analysis revealed that higher storm surges return levels are likely to be found in the central coast of Mozambique and in parts of Madagascar coast and are related with landfalling tropical cyclones, whereas analysis of extremes of total sea levels showed that the tidal amplitudes are the dominant factor in the SWIO.

Key-words: Storm Surges, Coast of Mozambique, Tropical cyclones.

Lista de Figuras

- Figura 1:** Áreas abaixo do contorno de 20 m de elevação ao longo da costa Africana. A região de Moçambique está destacada pelo retângulo vermelho (Adaptada de INGC, 2009)..... 16
- Figura 2:** Batimetria (m) do sudoeste do Oceano Índico, com base dos dados batimétricos do ETOPO2 (<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/>), e nomes de cidades costeiras onde estão instalados os marégrafos considerados no presente trabalho. 23
- Figura 3:** Localização geográfica do Banco de Sofala e principais rios da e cidades região. Os contornos representam a batimetria em metros (Adaptada de Sete et al., 2002). 24
- Figura 4:** Trajetória dos ciclones e tempestades tropicais do sudoeste do Índico (Novembro - Abril) para o período 1952 – 2007. Trajetórias em vermelho indicam ciclones que penetraram Madagascar e/ou o continente Africano (Mavume et al., 2009). 25
- Figura 5:** Esquema dos principais sistemas de circulação em superfície e batimetria (m) em torno de Madagascar e o Canal de Moçambique. Significados dos acrônimos (traduzidos do inglês): Corrente Sul Equatorial (SEC), Correntes Nordeste e Sudeste de Madagascar (NEMC e SEMC), Corrente de Moçambique (MC), vórtices do canal de Moçambique (MCE), Corrente da Costa Leste Africana (EACC), Corrente das Agulhas (AC) (Schouten et al., 2003). 26
- Figura 6:** Amplitudes (m) das principais constituintes semidiurnas de maré astronômica, lunar (a) e solar (b), na região do oceano Índico com base em informações do TPXO (Chevane, 2013). 27
- Figura 7:** Distribuição de estações *in-situ* usadas para validar as simulações. Triângulos vermelhos indicam estações de marégrafos. Quadrados verdes representam estações do projeto RAMA (somente as estações com informações de temperatura e salinidade disponíveis para o período dos experimentos numéricos). 33
- Figura 8:** Disponibilidade dos dados horários do nível do mar, nas 12 estações localizadas ao longo do domínio do SWIO, para o período dos experimentos numéricos (1979 – 2010). 34

| | |
|---|----|
| Figura 9: Disponibilidade dos dados de TSM (linhas pretas) e SSM (linhas vermelhas) em 9 estações do RAMA localizadas no interior do SWIO e com dados disponíveis para o período dos experimentos (1979 – 2010). | 36 |
| Figura 10: Exemplo de um diagrama de Taylor..... | 38 |
| Figura 11: Comparação da TSM para o período 1982-2010: (a) média observada. (b) média simulada, (c) viés. (d) RMSE, (e) correção e (f) índice de concordância. | 42 |
| Figura 12: Diagrama de Taylor para os valores diários de TSM (triângulos azuis) e SSS (pontos vermelhos) simulados pelo POM-SWIO e observados pelo RAMA, para os períodos indicados na Figura 9. As variáveis foram todas normalizadas pelo desvio padrão das observações. | 44 |
| Figura 13: Comparação da SSH para o período 1982-2010: (a) média observada. (b) média simulada, (c) viés. (d) RMSE, (e) correção e (f) índice de concordância. | 47 |
| Figura 14: Mapas cotidianos de amplitude (sombreado; em cm) e fases (contornos; em graus em relação ao meridiano de Greenwich) das constituintes harmônicas M2 (painel superior esquerdo), S2 (painel superior direito), O1 (painel inferior esquerdo) e K1 (painel inferior direito) derivados do TPXO7.1. | 49 |
| Figura 15: Mapas cotidianos de amplitude (sombreado; em cm) e fases (contornos; em graus em relação ao meridiano de Greenwich) das constituintes harmônicas M2 (painel superior esquerdo), S2 (painel superior direito), O1 (painel inferior esquerdo) e K1 (painel inferior direito) obtidos com os resultados do POM-SWIO. | 50 |
| Figura 16: Comparação das elevações de maré simulada (linha sólida) e observada (pontos azuis) para as 12 estações de marégrafos localizadas ao longo do SWIO. Note que a escala do eixo vertical varia de uma figura à outra. | 52 |
| Figura 17: Comparação das séries filtradas do nível do mar (modelada e observada) através de um (a) diagrama de Taylor e (b) diagrama polar de valores conjuntos de RMSE e <i>Skill</i> nas 12 estações costeiras ilustradas na Figura 7..... | 55 |
| Figura 18: Trajetória dos ciclones tropicais selecionados para validar o modelo em termos de marés meteorológicas. Os pontos em cores indicam a intensidade do ciclone na escala de Saffir-Simpson. As informações usadas para plotar as trajetórias foram obtidas da página do JTWC (<i>Joint Typhoon Warning Center</i> ; http://www.usno.navy.mil/JTWC/)...... | 56 |
| Figura 19: Séries residuais do nível de água observado (linha preta) e modelado (linha vermelha) em Beira (E3), entre os dias 07 e 21 de Janeiro de 1996..... | 57 |

| | |
|--|----|
| Figura 20: Séries residuais do nível de água observado (linha preta) e modelado (linha vermelha) em Beira (E3), entre os dias 22 de Fevereiro e 08 de Março de 1996..... | 58 |
| Figura 21: Séries residuais do nível de água observado (linha preta) e modelado (linha vermelha) em Maputo (E2), entre os dias 17 de Janeiro e 11 de Fevereiro de 1997..... | 59 |
| Figura 22: Séries residuais do nível de água observado (linha preta) e modelado (linha vermelha) em Port Louis (E11), entre os dias 03 e 12 de Dezembro de 1996..... | 60 |
| Figura 23: Séries residuais do nível de água observado (linha preta) e modelado (linha vermelha) em três estações, correspondentes aos anos (1996 e 1997) em que ocorreram os eventos de interesse para a validação do modelo. As áreas sombreadas indicam os picos associados aos ciclones tropicais considerados..... | 61 |
| Figura 24: Vento (ms^{-1}) e divergência do fluxo de umidade (10^{-6} s^{-1}) em 1000 hPa ilustrando a passagem de sistemas frontais durante o mês de Julho (a e b) e Dezembro (c e d) de 1997..... | 62 |
| Figura 25: Altura da maré meteorológica dos 4 experimentos e os termos de contribuição derivados desses experimentos para os do ciclone tropical Bonita (a e c) e Lisette (b e d)..... | 66 |
| Figura 26: Histograma de ocorrências totais de marés meteorológicas modeladas em 12 estações costeiras ao longo do SWIO. | 68 |
| Figura 27: Valores máximos anuais das séries residuais para quatro estações selecionadas ao longo do SWIO. A linha tracejada representa o percentil de 99%. | 69 |
| Figura 28: Níveis extremos das séries residuais para períodos de retorno de 10, 25, 50 e 100 anos nas 12 estações ao longo do SWIO (indicadas no eixo das abscissas). As áreas sombreadas indicam os intervalos de confiança (com nível de confiança de 95%). | 71 |
| Figura 29: Distribuição de níveis residuais extremos (m) para um período de 50 anos ao longo do domínio do SWIO. | 72 |
| Figura 30: Extremos de retorno das séries residuais para períodos de até 100 anos nas estações de (a) Maputo-E2, (b) Beira-E3, (c) Pte. Galets-E10 e (d) em um ponto no oceano aberto. A plotagem dos períodos de retorno no eixo das abscissas foi feita em escala logarítmica. As áreas sombreadas indicam os intervalos de confiança ao nível de 95%. | 73 |

| | |
|--|----|
| Figura 31: Idem à Figura 29, porém retirando os pontos cujas análises não convergem..... | 74 |
| Figura 32: Trajetórias dos ciclones e tempestades tropicais e a pressão mínima (hPa) atingida por cada sistema em cada ponto de sua trajetória para período 1980 – 2010. A pressão foi estimada a partir do vento máximo sustentado através da relação proposta por Atkinson & Holliday (1977)..... | 75 |
| Figura 33: Valores máximos anuais das séries totais para quatro estações selecionadas ao longo do SWIO. A linha tracejada representa o percentil de 99%..... | 77 |
| Figura 34: Níveis extremos das séries totais para períodos de retorno de 10, 25, 50 e 100 anos nas 12 estações ao longo do SWIO (indicadas no eixo das abscissas). As áreas sombreadas indicam os intervalos de confiança ao nível de 95%..... | 79 |
| Figura 35: Distribuição dos extremos de retorno dos níveis totais (m) para um período de 50 anos ao longo do domínio do SWIO..... | 79 |

Lista de Tabelas

| | |
|--|----|
| Tabela 1: Escala de Saffir-Simpson usada para classificação de ciclones tropicais (Furacões)..... | 20 |
| Tabela 2: Amplitudes (m) observada e erros (modelo menos observação) das amplitudes e fases ($^{\circ}$) das principais constituintes semidiurnas de maré astronômica. | 54 |
| Tabela 3: Amplitudes (m) observada e erros (modelo menos observação) das amplitudes e fases ($^{\circ}$) das principais constituintes diurnas de maré astronômica..... | 54 |
| Tabela 4: Forçantes consideradas em cada um dos quatro experimentos numéricos..... | 64 |
| Tabela 5: Erro de pico de cada experimento em relação a observação (modelo menos observação). | 65 |
| Tabela 6: Estimativa dos parâmetros da GEV. Os valores em parênteses representam os intervalos de confiança ao nível de 95%. | 70 |
| Tabela 7: Estimativa dos parâmetros da GEV para os níveis totais. Os valores em parênteses representam os intervalos de confiança ao nível de 95%. | 77 |

Lista de Abreviaturas

| | |
|---------|---|
| AC | <i>Agulhas Current</i> |
| ASM | Altura da Superfície do Mar |
| AVISO | <i>Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data</i> |
| CFSR | <i>Climate Forecast System Reanalysis</i> |
| EACC | <i>East African Coastal Current</i> |
| ETOPO | <i>Earth Topography</i> |
| GEV | <i>Generalized Extreme Value distribution</i> |
| GLOSS | <i>Global Sea Level Observing System</i> |
| GPD | <i>Generalized Pareto Distribution</i> |
| INAHINA | Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação |
| INGC | Instituto Nacional de Gestão de Calamidades |
| MADT | <i>Mean Absolute Dynamic Topography</i> |
| MC | <i>Mozambique Channel</i> |
| MCE | <i>Mozambique Channel Eddies</i> |
| ML | <i>Maximum Likelihood</i> |
| NEMC | <i>NorthEast Madagascar Current</i> |
| NCEI | <i>National Centes for Environmental Information</i> |
| NCEP | <i>National Centes for Environmental Prediction</i> |
| NOAA | <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i> |
| OISST | <i>Optimally Interpolated Sea Surface Temperature</i> |
| POM | <i>Princeton Ocean Model</i> |
| POT | <i>Peaks Over a Threshold</i> |
| RAMA | <i>Research Moored Array for African – Asian – Australian Monsoon Analysis and Prediction</i> |
| SEC | <i>South Equatorial Current</i> |
| SEMC | <i>SouthEast Madagascar Current</i> |
| SODA | <i>Simple Ocean Data Assimilation</i> |
| SSM | Salinidade da Superfície do Mar |
| SWIO | <i>SouthWest Indian Ocean</i> |
| TSM | Temperatura da superfície do Mar |
| WMO | <i>World Meteorological Organization</i> |

Sumário

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | Introdução | 15 |
| 1.1 | Contextualização..... | 15 |
| 1.2 | Problema e motivação..... | 16 |
| 1.3 | Objetivos..... | 18 |
| 2 | Revisão Bibliográfica..... | 19 |
| 2.1 | Ciclones tropicais..... | 19 |
| 2.2 | Marés meteorológicas | 20 |
| 2.3 | Descrição da área de estudo | 22 |
| 2.3.1 | Batimetria e linha de costa..... | 22 |
| 2.3.2 | Regime do vento..... | 24 |
| 2.3.3 | Ciclones tropicais no SWIO | 24 |
| 2.3.4 | Aspectos da circulação oceânica | 26 |
| 2.3.5 | Regime de maré astronômica | 27 |
| 2.3.6 | Trabalhos anteriores sobre marés meteorológicas na região | 28 |
| 3 | Material e Métodos..... | 29 |
| 3.1 | Descrição do modelo | 29 |
| 3.2 | Configuração do modelo no SWIO | 30 |
| 3.2.1 | Forçantes..... | 31 |
| 3.2.2 | Condições iniciais e de contorno..... | 32 |
| 3.3 | Descrição dos dados..... | 33 |
| 3.3.1 | Dados do nível do mar..... | 33 |
| 3.3.2 | RAMA | 35 |
| 3.3.3 | Temperatura da superfície do mar do OISST | 36 |
| 3.3.4 | Altura da superfície do mar da AVISO | 36 |
| 3.4 | Métricas estatísticas para avaliação das simulações | 37 |
| 3.4.1 | Diagrama de Taylor | 38 |
| 3.5 | Análise de valores extremos | 39 |
| 3.5.1 | Distribuição Generalizada de Valores Extremos (GEV)..... | 39 |
| 4 | Resultados e Discussões..... | 41 |
| 4.1 | Avaliação das simulações | 41 |

| | | |
|----------|--|-----------|
| 4.1.1 | Avaliação geral das simulações | 41 |
| 4.1.1.1. | Temperatura e Salinidade da superfície do mar | 41 |
| 4.1.1.2. | Altura da superfície do mar | 45 |
| 4.1.1.3. | Maré astronômica | 48 |
| 4.1.1.4. | Marés meteorológicas | 55 |
| 4.1.2 | Avaliação das simulações para eventos de interesse | 56 |
| 4.1.2.1. | Ciclone tropical Bonita (1996)..... | 57 |
| 4.1.2.2. | Ciclone tropical Lisette (1997)..... | 58 |
| 4.1.2.3. | Ciclone tropical Gretelle (1997)..... | 58 |
| 4.1.2.4. | Ciclone tropical Daniella (1996) | 59 |
| 4.1.3 | Influência da maré astronômica e da pressão | 63 |
| 4.2 | Caracterização das marés meteorológicas modeladas | 67 |
| 4.2.1 | Histogramas de ocorrências..... | 67 |
| 4.2.2 | Valores extremos dos níveis residuais..... | 68 |
| 4.2.2.1. | Estimativa dos parâmetros da GEV | 68 |
| 4.2.2.2. | Extremos de retorno | 71 |
| 4.2.3 | Valores extremos dos níveis totais | 76 |
| 4.2.3.1. | Estimativa dos parâmetros da GEV | 76 |
| 4.2.3.2. | Extremos de retorno | 78 |
| 5 | Conclusões e Sugestões..... | 80 |
| 5.1 | Limitações e sugestões para trabalhos futuros..... | 81 |
| | Referências Bibliográficas | 83 |

1 Introdução

1.1 Contextualização

Maré meteorológica (*storm surges*) é o termo atribuído às variações no nível de água em regiões costeiras (ou em corpos de água interiores), com períodos que variam de algumas horas a poucos dias, associadas a forçantes meteorológicas extremas, geralmente sistemas de baixa pressão como ciclones tropicais e extratropicais (Pugh, 1987; WMO, 2011). Em regiões costeiras, as marés meteorológicas são responsáveis pelas sobre-elevações (ou sub-elevações) do nível médio do mar ocasionando níveis de água acima (ou abaixo) da maré astronômica prevista (Pugh, 1987).

As sobre-elevações no nível do mar (marés meteorológicas positivas), superpostas às elevações de maré astronômica e altos níveis de drenagem fluvial e/ou pluvial continental, podem ser responsáveis pelo avanço das águas do mar em áreas normalmente não alcançadas acarretando massivas inundações costeiras. Essas inundações são a maior causa de perda de vidas e propriedades em diversas regiões costeiras ao redor do globo. Um dos maiores desastres naturais da história associado à um ciclone tropical ocorreu na Baía de Bengala em novembro de 1970, cuja maré meteorológica causou uma inundação costeira responsável pela perda de cerca de 300.000 vidas humanas (Dube *et al.*, 1997; Dube *et al.*, 2009). Também se podem mencionar alguns outros casos como o do furacão Katrina em agosto de 2005 que foi responsável pela morte de 1500 pessoas em Mississippi nos Estados Unidos da América (Blake *et al.*, 2007) e o caso do ciclone tropical Eline em fevereiro de 2000 (Reason & Keibel, 2004) que causou a morte de cerca de 700 pessoas e mais de 2 milhões foram afetadas por inundações na região costeira central de Moçambique (Vitart *et al.*, 2003). Por outro lado, as sub-elevações no nível do mar (marés meteorológicas negativas) podem dificultar atividades portuárias como o manuseio de navios de grande porte, causando prejuízos econômicos.

Deste modo, as casualidades e destruições relacionadas às marés meteorológicas podem ser mitigadas se o fenômeno for previsto com certa antecedência, melhorando o sistema de aviso prévio e com isso possibilitar a evacuação das populações em áreas risco. A engenharia costeira constitui outra importante área de aplicação na qual informações de longo período sobre marés meteorológicas, e níveis de água totais de modo geral, são necessárias para quantificar o risco associado a eventos extremos, para propósitos de dimensionamento de estruturas de proteção costeira.

1.2 Problema e motivação

A costa de Moçambique é reconhecida como uma das mais vulneráveis ao longo da costa Africana dada a existência de extensas áreas abaixo do contorno 20 m de altitude (INGC, 2009), conforme ilustra a Figura 1. Além disso, devido à sua localização geográfica propensa à ocorrência de ciclones e tempestades tropicais (Mavume *et al.*, 2009; Matyas, 2015) e, particularmente, pelo fato de possuir uma ampla e rasa plataforma continental e alturas (ranges) de maré astronômica que podem exceder 6 m na região central (Sete *et al.*, 2002), Moçambique é particularmente vulnerável e sujeito ao risco de inundações costeiras devido aos eventos de sobre-elevação do nível do mar de origem meteorológica. A maioria das áreas costeiras de Moçambique compreende zonas continentais de baixa altitude, erodidas e mal protegidas (Theron & Barwell, 2012) que concentram acima de 50% da população do país, conforme o INGC (2009), além de recursos costeiros importantes, infraestruturas e outros ativos que contribuem para a receita nacional e fornecem benefícios sociais e econômicos para cerca de dois terços da população residente em regiões costeiras (Sete *et al.*, 2002). Todos os fatores acima referidos contribuem para aumentar o risco de desastre sempre que um ciclone ou tempestade tropical se aproxima da costa.

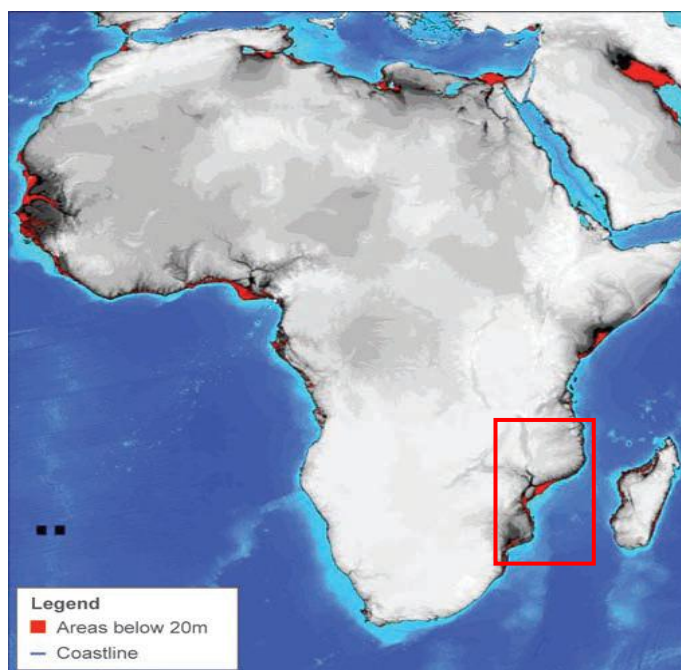


Figura 1: Áreas abaixo do contorno de 20 m de elevação ao longo da costa Africana. A região de Moçambique está destacada pelo retângulo vermelho (Adaptada de INGC, 2009).

Embora o Canal de Moçambique (região oceânica entre Moçambique e Madagascar) constitua o limite ocidental da zona ativa em ciclones e tempestades tropicais que se formam no sudoeste do Oceano Índico (Mavume *et al.*, 2009; Matyas, 2015) e seja limitado por dois países economicamente desfavorecidos e localizados nas trajetórias dos ciclones, não existem na literatura especializada estudos referentes às marés meteorológicas para Moçambique bem como para a região sudeste de África no geral, com exceção de alguns estudos de casos específicos. e para a Baía de Bengala (Murty *et al.*, 1986; Flather, 1994; Dube *et al.*, 1986; Dube *et al.*, 2009). Grande parte dos estudos feitos para o Canal de Moçambique se dedicaram à investigação da circulação oceânica e suas peculiaridades, tanto do ponto de vista observacional (Saetre & Silva, 1984; Ruijter *et al.*, 2002; Ridderinkhof & De Ruijter, 2003) como de modelagem numérica (Segtnan, 2006; Backeberg & Reason, 2010; Halo *et al.*, 2014). Recentemente, alguns trabalhos estudaram aspectos relacionados à dinâmica e características das marés astronômicas em algumas partes da costa moçambicana (Canhanga & Dias, 2005; Sete, 2010; Chevane *et al.*, 2016); Sete *et al.* (2002) também estudaram o comportamento médio da superfície do mar, analisando sua variação sazonal a partir informações observadas disponíveis de quatro estações distribuídas ao longo da costa Moçambicana; porém, os dados usados por estes autores são relativamente curtos e cheios de falhas, além do fato de que esse trabalho e os citados anteriormente não terem focado na componente da elevação relacionada às forçantes meteorológicas.

Atualmente, pouco se sabe sobre o comportamento das marés meteorológicas, principalmente sobre níveis extremos associados a este fenômeno ao longo da costa de Moçambique e bem como no sudoeste do Índico de modo geral; a escassez de informações observadas é um dos maiores fatores limitantes, portanto, a modelagem numérica torna-se uma ferramenta importante no estudo deste fenômeno, fornecendo subsídios que contribuem para redução de perdas de vidas e propriedades ao longo das regiões costeiras. Neste trabalho são apresentados os esforços iniciais da modelagem numérica de marés meteorológicas na costa de Moçambique através da implementação de um modelo hidrodinâmico tridimensional no sudoeste do Oceano Índico.

1.3 Objetivos

O objetivo deste trabalho é estudar as marés meteorológicas com base em saídas de simulações com o modelo numérico de circulação oceânica POM (*Princeton Ocean Model*) implementado em um domínio que compreende uma larga extensão o sudoeste do Oceano Índico, entre as latitudes 2°S e 32°S e as longitudes 28°E e 85°E, enfatizando sempre que possível a costa de Moçambique. As atividades específicas incluem:

- Implementação do modelo no sudoeste do Oceano Índico;
- Avaliação do desempenho do modelo, de modo geral e para eventos específicos de interesse;
- Estimativa dos valores e períodos de retornos associados a eventos extremos na região de estudo.

2 Revisão Bibliográfica

2.1 Ciclones tropicais

Ciclone tropical é o termo genérico de um sistema de baixa pressão, não frontal, de escala sinótica, com convecção organizada e persistente e centro bem definido com circulação ciclônica fechada bem definida em superfície (Henderson-Sellers et al., 1998). Os ciclones tropicais ocorrem, geralmente nos meses de verão, em regiões oceânicas tropicais e subtropicais onde a temperatura da superfície do mar (TSM) excede os 26°C e geralmente acima dos 5° em relação equador (Palmen, 1948). Eles se formam a partir de um distúrbio tropical pré-existente que muitas vezes é desprendido de áreas de baixa pressão associadas à zona de convergência intertropical ou ao cavado de monção (Gray, 1968) ou ainda a partir de distúrbios embebidos em ondas de leste. Para que o ciclone tropical se desenvolva outras condições dinâmicas e termodinâmicas são necessárias; essas condições incluem, basicamente, altos valores de vorticidade relativa na baixa troposfera, fraco cisalhamento vertical do vento, elevados valores de umidade relativa em baixos e médios níveis da troposfera, instabilidade condicional em uma camada atmosférica profunda e uma camada de mistura oceânica relativamente profunda (Gray, 1968).

Os ciclones tropicais são caracterizados por bandas de nuvens em formato espiral, com rotação horária no hemisfério sul, circundando uma região central bem definida, livre de nuvens e com vento calmo denominada de núcleo ou olho do ciclone. A região imediatamente adjacente ao núcleo do ciclone é caracterizada por intensos gradientes de pressão, ventos muito fortes, convecção profunda e precipitação intensa.

Os ciclones tropicais são classificados de acordo com o vento máximo em superfície e/ou pressão mínima no seu centro. Diversas classificações existem em função da bacia oceânica onde os ciclones tropicais se formam. Essas classificações associam os ventos máximos e/ou pressão mínima do sistema ao seu poder destrutivo atribuindo-os uma categoria. A escala de Saffir-Simpson (Saffir, 1989), apresentada na Tabela 1 foi criada para classificar sistemas formados no Atlântico Norte, porém, tem sido bastante usada no meio científico inclusive em bacias oceânicas diferentes do Atlântico Norte como é o caso do Índico (e.g. Mavume et al., 2009).

Tabela 1: Escala de Saffir-Simpson usada para classificação de ciclones tropicais (Furacões)

| Sistema | Categoria | Pressão | Vento máximo sustentado | | Poder de destruição |
|-----------------|-----------|-----------------|---|-----------|---------------------|
| | | mínima (hPa) | (média de 1-minuto) ms^{-1} | nós | |
| Depre. Tropical | TD | - | ≤ 17 | ≤ 34 | - |
| Temp. Tropical | TS | - | 18 – 32 | 34 – 63 | - |
| Furacão | 1 | >980 | 33 – 42 | 64 – 83 | Mínimo |
| Furacão | 2 | 979 – 965 | 43 – 49 | 84 – 95 | Moderado |
| Furacão | 3 | 964 – 945 | 50 – 58 | 96 – 113 | Extenso |
| Furacão | 4 | 944 – 920 | 59 – 69 | 114 – 135 | Extremo |
| Furacão | 5 | <920 | >69 | >135 | Catastrófico |

Devido ao seu poder destrutivo, os ciclones tropicais são, sem dúvida, um dos sistemas meteorológicos mais memoráveis ocorrentes nas regiões tropicais; a maior destruição associada a estes sistemas é decorrente de três fenômenos principais: os ventos fortes, a precipitação intensa e as inundações associadas às marés meteorológicas.

2.2 Marés meteorológicas

A influência de sistemas meteorológicos de baixa pressão sobre a superfície oceânica afeta a elevação da superfície do mar de duas formas distintas. De uma forma, a superfície do mar responde ao gradiente de pressão atmosférica, elevando-se aproximadamente 1 cm a cada 1 hPa de abaixamento de pressão no centro do ciclone; este feito é conhecido como barômetro invertido ou amplificação estática (Pugh, 1987). Em segundo, forças de arrasto proporcionais ao quadrado da intensidade do vento são geradas na superfície do mar devido aos ventos intensos. Estas forças são responsáveis pelo transporte e acúmulo (ou remoção) de massa ao longo da plataforma continental, causando sobre-elevação (ou sub-elevação) do nível do mar em regiões costeiras.

A magnitude da maré meteorológica, em um determinado local, depende de parâmetros meteorológicos associados à forçante atmosférica e de características físicas das áreas costeiras. Os fatores meteorológicos que afetam a altura da maré meteorológica incluem a intensidade da forçante, o raio do vento do máximo, a velocidade de translação da forçante, o ângulo entre a trajetória do sistema e linha de costa. Por sua vez, as características físicas locais incluem, basicamente, a batimetria, a configuração da linha de costa e largura da plataforma continental, sendo que muitos destes aspectos foram recentemente revistos no trabalho de Needham & Keim (2011).

A intensidade da forçante atmosférica é definida pela magnitude do vento e pelo abaixamento de pressão no centro do sistema e estes dois parâmetros estão intimamente ligados. Na maior parte dos casos, o vento é responsável pela geração da maior parte da elevação associada a maré meteorológica sendo a pressão responsável por cerca de 10 a 15% (WMO, 2011); porém algumas regiões possuem características peculiares, onde a pressão atmosférica, através do efeito do barômetro invertido, chega a superar a contribuição do vento, sendo responsável por mais de 50% da elevação da maré meteorológica; estes são os casos, por exemplo, das regiões costeiras ao redor do Mar Celta e o Mar da Irlanda (Olbert & Hartnett, 2010).

Outra característica associada diretamente com a forçante é o raio do vento máximo, que é definido como sendo a distância radial entre o centro do ciclone até ao local aonde os ventos máximos ocorrem; este parâmetro está também relacionado ao diâmetro do ciclone. Ciclones com diâmetros maiores tendem a produzir elevações de marés meteorológicas maiores (Peng et al., 2004), por vezes superando os ciclones mais intensos (com diâmetros menores) tal como mostraram as simulações idealizadas para os casos dos Furacões Camille e Katrina no Golfo do México (Irish et al., 2003; Resio & Westerink 2008).

Com relação à translação do ciclone, vários trabalhos mostraram que, de modo geral, quanto menor a velocidade de deslocamento da forçante atmosférica maior é a elevação da maré meteorológica (Peng et al., 2004; Weisberg & Zheng, 2006a; Guo et al., 2009), uma vez que o sistema permanece mais tempo sobre a mesma área oceânica permitindo maior a transferência de energia da atmosfera para o oceano e, conseqüentemente, promovendo maior transporte e acúmulo de massa ao longo da plataforma. Esse acúmulo de massa tende a ser maior em plataformas continentais largas e rasas (Rego & Li, 2010) onde a fricção com fundo torna-se importante (Weisberg & Zheng, 2006b).

O ângulo pelo qual o ciclone se aproxima da costa é também um fato a se tomar em conta ao se considerar seu deslocamento. As elevações tendem a ser maiores e localizadas quando a forçante atinge a região costeira em uma trajetória perpendicular à orientação da costa, principalmente, se a linha de costa apresenta um formato convergente, como baías, golfos e canais que favorecem a aprisionamento de água; por outro lado, ciclones com trajetórias paralelas à linha de costa tendem a produzir amplitudes menores (e.g. Weisberg & Zheng, 2006) porém abrangendo áreas mais extensas (Needham & Keim, 2011), pois muitas vezes a elevação associada à maré meteorológica tende a se propagar ao longo da costa como uma onda forçada acompanhando a forçante atmosférica.

Outro fator que influencia a extensão e a severidade das marés meteorológicas é a fase da maré astronômica na qual o valor extremo ocorre (e.g. Horsburgh & Wilson, 2007; Rego & Li, 2010). Caso haja coincidência entre a preamar e o pico de maré meteorológica, o nível total da água será evidentemente maior do que em outros instantes do ciclo astronômico. A base conceitual sobre marés astronômicas é relativamente extensa e não acrescenta embasamento essencial para o presente estudo, e uma recente referência sobre o tema encontra-se em Camargo & Harari (2015).

2.3 Descrição da área de estudo

A região de estudo de maior interesse neste trabalho é a costa de Moçambique. Contudo, devido a aspectos de implementação do modelo, uma área maior foi considerada, a qual abrange uma grande extensão do sudoeste do Oceano Índico ($2^{\circ}\text{S} - 32^{\circ}\text{S}$, $28^{\circ}\text{E} - 85^{\circ}\text{E}$; *SouthWest Indian Ocean – SWIO*) conforme a Figura 2. Portanto, a seguir é apresentada uma breve caracterização da área de estudo, dando sempre enfoque à região costeira de Moçambique.

2.3.1 Batimetria e linha de costa

Moçambique é um país localizado na costa sudeste de África, entre as latitudes $10^{\circ}20'\text{S}$ e $26^{\circ}50'\text{S}$, possui a terceira maior linha de costa do continente, com cerca de 2700 km de extensão e uma extensa plataforma continental principalmente em sua região central (Hoguane, 2007). A costa de Moçambique constitui o limite oeste do Canal de Moçambique que também é limitado a leste pela costa oeste de Madagascar. Com base no *Earth Topography 2* (ETOPO2, <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/>; Smith & Sandwell, 1997), as informações batimétricas da área de estudo estão ilustradas na Figura 2.

O Canal de Moçambique se estende por cerca de 1600 km de comprimento entre as latitudes 12°S e 26°S , e sua largura varia entre 420 a 1000 km (Piton et al., 1981); é limitado ao norte pelas Ilhas Comores e ao sul está conectado ao sistema da Corrente das Agulhas (Ternon et al., 2014). A parte mais estreita do Canal (entre 16°S e 18°S) é também a menos profunda, onde a profundidade máxima é de aproximadamente de 2800 m. Ao norte do Canal, a profundidade máxima é de 3600 m e situa-se na Bacia de Comores, enquanto ao sul, a profundidade atinge cerca de 4000 m (Piton et al., 1981).

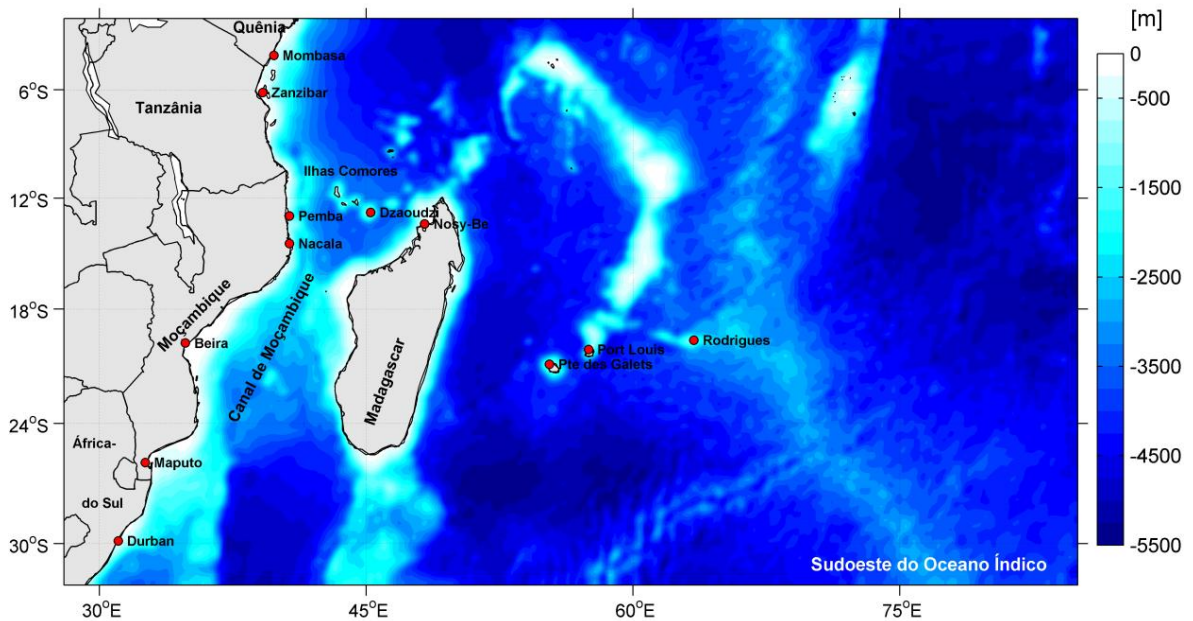


Figura 2: Batimetria (m) do sudoeste do Oceano Índico, com base dos dados batimétricos do ETOPO2 (<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/>), e nomes de cidades costeiras onde estão instalados os marégrafos considerados no presente trabalho.

Na região mais estreita do Canal (15 – 16°S) a plataforma continental é estreita no lado da costa de Moçambique (oeste do Canal) e relativamente larga na costa de oeste de Madagascar (extremo leste do Canal). Ao longo da costa de Moçambique, a região entre as latitudes 16°S e 21°S é conhecida como Banco de Sofala (Figura 3). A plataforma continental ao norte e ao sul do Banco de Sofala é, de modo geral, estreita e um aspecto a tomar em conta ao longo da costa de Moçambique é formato côncavo (convergente) que a linha de costa apresenta no Banco de Sofala bem como região sul entre 25 e 26°S; estes dois locais apresentam características estuarinas importantes que, associada ao formato da linha de costa, podem contribuir para a severidade das marés meteorológicas.

O Banco de Sofala apresenta a plataforma continental mais larga da costa leste Africana (Sete et al., 2002), com dimensões de cerca 150 km de largura e 500 km de comprimento (Chevane et al., 2016), e essa região é caracterizada por um forte ambiente estuarino devido drenagem de rios ao longo de sua plataforma (Figura 3), incluindo o rio Zambezi, o maior da região e um dos maiores do continente (Hoguane, 2007; Nehama & Reason, 2015). Ao longo da costa de Moçambique, cerca de 80% da água doce é drenada para o oceano através do Banco de Sofala (Sete et al., 2002), e só o rio Zambezi contribui com cerca de 67% do total de descarga fluvial ao longo da costa Moçambicana (Saetre & Silva, 1982).

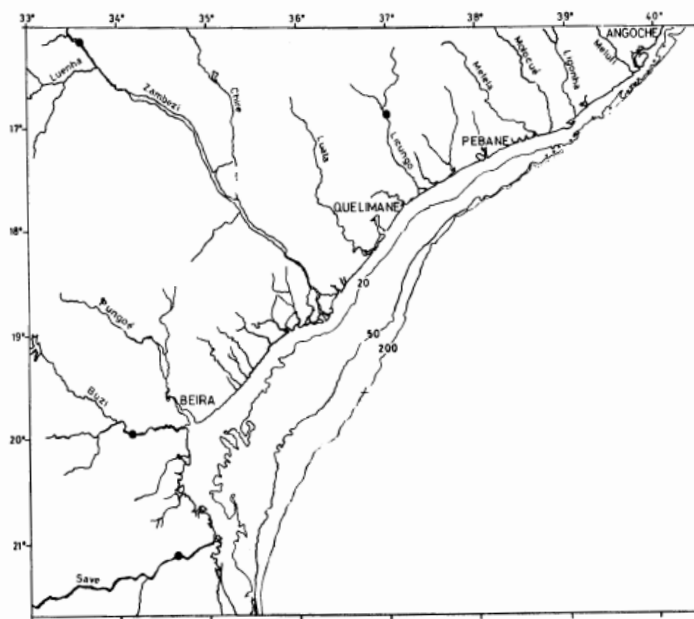


Figura 3: Localização geográfica do Banco de Sofala e principais rios da e cidades região. Os contornos representam a batimetria em metros (Adaptada de Sete et al., 2002).

2.3.2 Regime do vento

Existe uma clara distinção no regime do vento ao longo do sudoeste do Oceano Índico. A região ao sul de 10°S é influenciada pela Alta Subtropical do Índico e recebe predominantemente ventos alísios de sudeste/leste durante o ano todo, com o máximo sazonal durante os meses de inverno austral (Schott & McCreary Jr., 2001; Collins et al., 2012), enquanto a região ao norte de 10°S é influenciada pelo regime de monção do Oceano Índico (Schott, et al., 2009). Entre o equador e 10°S os ventos são de sudeste durante os meses de inverno (período de monção de sudoeste) e esta direção está associada ao posicionamento mais ao norte do ramo norte da Alta Subtropical. Durante o verão, esta região experimenta ventos norte/noroeste associados ao período de monção de nordeste; a reversão na direção do vento dá-se entre os meses de Março-Abril e Outubro (Shankar et al., 2002).

2.3.3 Ciclones tropicais no SWIO

Os ciclones tropicais e tempestades tropicais ocorrentes no sudoeste do Oceano Índico afetam com certa frequência as regiões costeiras de Moçambique e Madagascar sendo os principais responsáveis pela perda de vidas e propriedades (Vitart et al., 2003; Reason & Keibel, 2004; Klinman & Reason, 2008; Chang-Seng & Jury, 2010). Em média, cerca de 12 ciclones se formam por ano sobre a bacia do Índico sudoeste, incluindo o Canal de

Moçambique (Ho et al., 2006; Mavume et al., 2009), e estes correspondem a 14% dos ciclones tropicais ocorrentes a nível global (Jury, 1993). Grande parte destes sistemas tem sua gênese sobre a região central da bacia (Ho et al., 2006; Kuleshov et al., 2009) durante os meses de Novembro e Abril (Figura 4) e com o máximo de ocorrência entre Janeiro e Março onde a TSM excede os 28°C (Mavume et al., 2009).

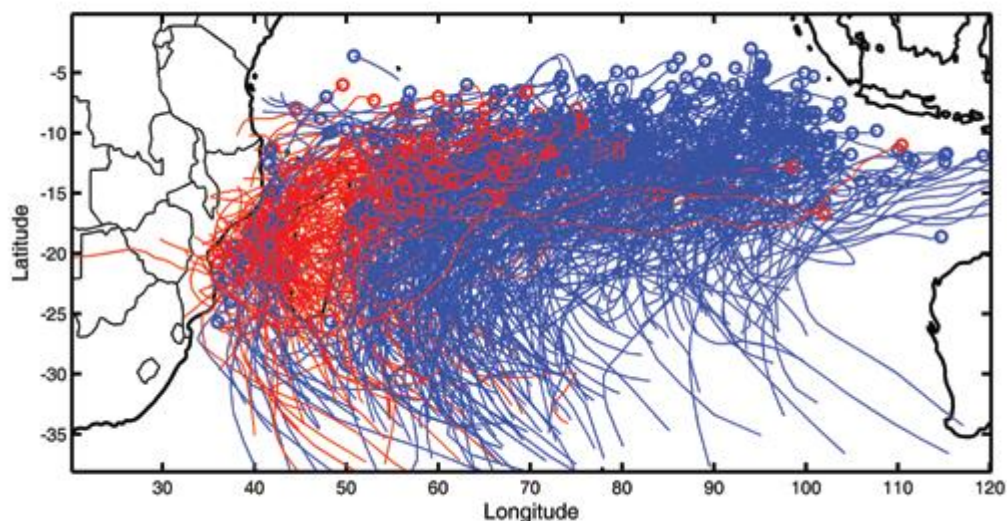


Figura 4: Trajetória dos ciclones e tempestades tropicais do sudoeste do Índico (Novembro - Abril) para o período 1952 – 2007. Trajetórias em vermelho indicam ciclones que penetraram Madagascar e/ou o continente Africano (Mavume et al., 2009).

Os ciclones tropicais fazem suas trajetórias para oeste/sudoeste em direção ao continente Africano. Alguns sistemas atravessam a ilha de Madagascar e emergem sobre o Canal de Moçambique, penetrando em seguida o continente, muitas, através da costa de Moçambique ou eventualmente seguem uma trajetória seguindo para o sul ao longo do Canal sem penetrar a costa de Moçambique. Porém a maior parte dos sistemas formados no oceano Índico sudoeste fazem sua trajetória para o oeste/sudoeste e recurvam para o sul antes mesmo de atingir a costa leste de Madagascar e retornam para o oceano aberto até se dissiparem ou eventualmente passarem por uma transição extratropical (Griffin & Bosart, 2014). Excluindo nas nações insulares localizadas a leste de Madagascar (como Ilhas Reunião e Maurícias), Moçambique e Madagascar são os países que mais sofrem a penetração de ciclones e tempestades tropicais ao longo do sudoeste do Índico (Mavume et al., 2009).

2.3.4 Aspectos da circulação oceânica

A região central do Oceano Índico sul é caracterizada pelo escoamento oeste da Corrente Sul Equatorial (Figura 5). A corrente sul equatorial é parte do ramo norte da circulação de larga escala (giro subtropical) que é induzida pelo vento (alta subtropical). A Corrente Sul Equatorial sofre bifurcação na costa leste de Madagascar, perto de 17°S, e dá origem à Corrente Sudeste de Madagascar, que flui para o sul, e à Corrente Nordeste de Madagascar que flui para o norte e posteriormente para oeste até alcançar a costa Africana onde também bifurca formando a Corrente da Costa Leste Africana, que flui para o norte atravessando o equador e tributando a corrente da Somália, outra parte do escoamento que bifurca da corrente nordeste de Madagascar flui para o sul penetrando o Canal de Moçambique (Lutjeharms, 2006; Schott et al., 2009).

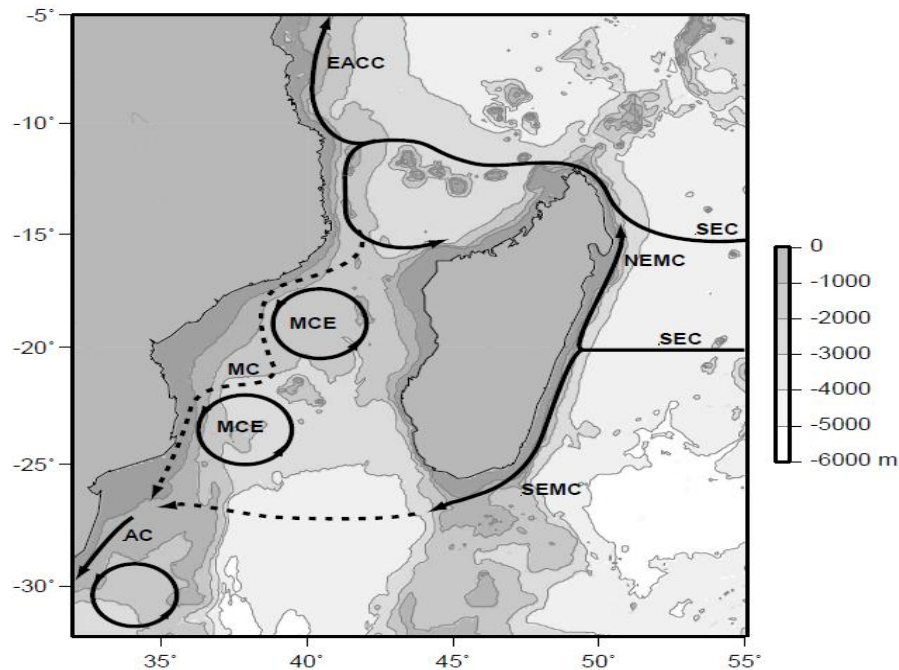


Figura 5: Esquema dos principais sistemas de circulação em superfície e batimetria (m) em torno de Madagascar e o Canal de Moçambique. Significados dos acrônimos (traduzidos do inglês): Corrente Sul Equatorial (SEC), Correntes Nordeste e Sudeste de Madagascar (NEMC e SEMC), Corrente de Moçambique (MC), vórtices do canal de Moçambique (MCE), Corrente da Costa Leste Africana (EACC), Corrente das Agulhas (AC) (Schouten et al., 2003).

Ao longo do Canal de Moçambique, a dinâmica da circulação em superfície é caracterizada por forte atividade de mesoescala (Figura 5). O escoamento é descontínuo e dominado essencialmente por vórtices (Schouten et al., 2003; Ridderinkhof & De Ruijter, 2003), tanto ciclônicos quanto anticiclônicos (Halo et al., 2014), que se propagam para o sul e eventualmente juntam-se à corrente das Agulhas (Schouten et al., 2002). Os vórtices

ciclônicos formam-se com maior frequência porém os anticiclônicos possuem diâmetro, amplitude e tempo de vida superiores aos ciclônicos (Halo et al., 2014). Em uma média de 4 por ano, os vórtices anticiclônicos propagam-se em direção ao polo em trajetórias muito regulares do lado oeste do Canal ao longo da costa de Moçambique e atingem amplitudes máximas (com anomalias em torno de 30 cm) entre 20°S e 30°S (Schouten et al., 2003).

2.3.5 Regime de maré astronômica

Referências relativamente recentes apresentam uma breve análise da maré astronômica para as regiões costeiras no oeste do Oceano Índico (Magori, 2009). Nesse trabalho o autor usou informações observadas por marégrafos para obter as principais constituintes harmônicas de maré astronômica, tendo encontrado predominância das constituintes semidiurnas. Com base em informações do modelo global de marés TPXO (Egbert & Erofeeva, 2002) os mapas de amplitudes das principais constituintes semidiurnas (M₂ e S₂) para o Oceano Índico (Figura 6) foram gerados por Chevane (2013), de onde se pode notar que a região do Canal de Moçambique apresenta uma das maiores amplitudes da costa Africana.

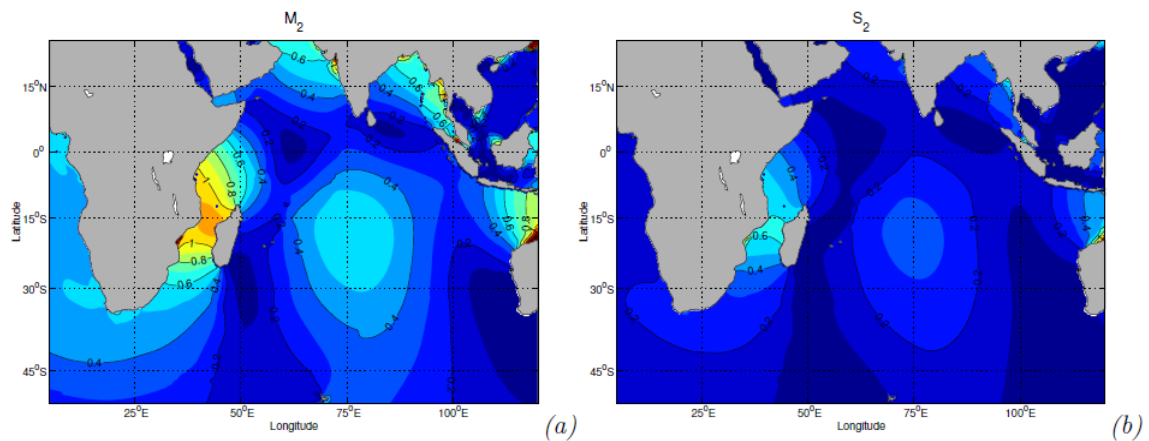


Figura 6: Amplitudes (m) das principais constituintes semidiurnas de maré astronômica, lunar (a) e solar (b), na região do oceano Índico com base em informações do TPXO (Chevane, 2013).

Ao longo da costa moçambicana as marés são do tipo semidiurnas, com alturas variáveis ao longo da costa e uma desigualdade diurna que varia entre 0,10 e 0,40 m. As maiores alturas ocorrem ao longo do Banco de Sofala, variando de cerca de 60 cm em marés de quadratura podendo atingir até 7,30 m em situações de maré de sizígia. As alturas das marés astronômicas decrescem tanto em direção ao norte quanto ao sul, a partir da Beira (ponto localizado no Banco de Sofala). Nas regiões costeiras localizadas ao norte, as marés

atingem entre 4 e 4,50 m enquanto as regiões ao sul alturas não excedem os 4 m em condições de maré de sizígia (Sete et al., 2002).

2.3.6 Trabalhos anteriores sobre marés meteorológicas na região

Recentemente, Needham et al. (2015) fizeram uma extensiva revisão da literatura acerca de informações existentes sobre marés meteorológicas geradas por ciclones tropicais em regiões costeiras de bacias oceânicas onde os ciclones tropicais ocorrem; a partir desse trabalho, o déficit de informação para o sudoeste do Índico ficou ainda mais evidente em relação às demais regiões. Conforme foi referido na introdução deste trabalho, existem poucos estudos que abordam aspectos das marés meteorológicas na costa de Moçambique, bem como na região do sudoeste do Índico de modo geral exceto para limitados estudos de casos.

Enquanto estudavam as peculiaridades dos ciclones tropicais Daisy, Geralda e Litanne, que penetraram Madagascar entre Janeiro e Março de 1994, Naeraa & Jury (1998) a partir de métodos empíricos estimaram altura de maré meteorológica superior a 4 m para cada um destes três sistemas. Em um trabalho relativamente recente, estudando os impactos dos ciclones tropicais Hudah e Eline ao longo das costas de Moçambique e Madagascar, em Fevereiro e Março de 2000, Chang-Seng & Jury (2010) usaram um modelo analítico bidimensional simplificado baseado em equações da física de águas rasas para estimar altura da maré meteorológica, enfatizando o uso de diferentes produtos de vento (reanálise do NCEP e escaterômetro do QuikSCAT) como forçantes, tendo concluído que o vento da reanálise subestima a maré meteorológica em mais de 50%. Em relação aos dois últimos trabalhos citados, é muito importante frisar que, além de usarem metodologias bastante simplificadas, nenhum deles foi validado usando informações observados.

Muis et al. (2016) apresentaram a primeira reanálise global de marés meteorológicas e níveis totais extremos com base em resultados de um modelo hidrodinâmico implementado em grade global. Em relação aos extremos totais para o sudoeste do Índico, os estes autores obtiveram valores que variam entre 1,5 e 3,5 m para um período de retorno de 100 anos, com os maiores valores sendo encontrados na região central da costa de Moçambique e costa noroeste de Madagascar. Vale destacar que para a região do sudoeste do oceano Índico, os autores validaram o modelo com informações medidas em Zanzibar (Tanzânia) e os resultados mostram uma superestimava do modelo tanto para valores máximos quanto para extremos totais de retorno,

3 Material e Métodos

No presente trabalho, o modelo de circulação oceânica *Princeton Ocean Model* (POM; Blumberg & Mellor, 1987) é usado como a principal ferramenta de pesquisa para estudar as marés meteorológicas na costa de Moçambique. A nossa escolha neste modelo deve-se ao fato de o código do POM ser relativamente simples de implementar, e ainda assim é considerado um modelo robusto. O POM já foi aplicado com sucesso em várias regiões para representar as circulações observadas em diversas escalas espaciais e temporais, que vão desde problemas da escala estuarina (Blumberg & Mellor, 1983; Oey et al., 1985; O'Connor, 1991; Harari & Camargo, 2003; Camargo & Harari, 2003) a aplicações em escala de bacia oceânica (Ezer & Mellor, 2000; Camargo et al., 2006; Camargo & Harari, 2014), incluindo estudos climáticos (Ezer, 2001). Existem também diversos trabalhos que usaram o código do POM para modelar marés meteorológicas, desde simples estudos de caso (e.g. Camargo et al., 2002; Ascharyaphotha et al., 2011) até longas integrações históricas (e.g. Bernier & Thompson, 2006; Zhang & Sheng, 2013, 2015; Camargo, 2017).

3.1 Descrição do modelo

O POM é um modelo hidrodinâmico de circulação oceânica e costeira, desenvolvido na Universidade de Princeton nos Estados Unidos da América por Blumberg & Mellor (1987). O POM é um modelo de equações primitivas, tridimensional, não-linear, de superfície livre e de coordenada vertical sigma (que acompanha o relevo); desta forma, os efeitos dos contornos da costa e do relevo de fundo podem ser bem representados (Blumberg & Mellor, 1987). As equações que formam a base do POM descrevem a evolução dos campos tridimensionais de correntes, temperatura, salinidade e a elevação da superfície livre, escritas na forma de fluxo, considerando a aproximação hidrostática e a aproximação de Boussinesq e discretizadas em diferenças finitas em grade do tipo C de Arakawa. O POM incorpora um submodelo para o cálculo dos coeficientes de mistura vertical (Mellor & Yamada, 1982), o que permite uma parametrização mais realista dos processos da camada de mistura. Os coeficientes de mistura horizontal são parametrizados a partir da formulação de Smagorinsky (Smagorinsk et al., 1965). O modelo inclui também a separação de modos, os modos baroclínico e barotrópico são resolvidos em separado para maior eficiência computacional. As integrações no tempo (e na horizontal) são feitas pelo esquema *Leap-Frog*, enquanto integrações na vertical são feitas

utilizando esquema numérico explícito. Descrição completa sobre a formulação do modelo pode ser encontrada em Blumberg & Mellor (1987).

Desde que o modelo foi desenvolvido seu código passou por diversas melhorias, fruto de contribuições de diversos pesquisadores. O código usado neste trabalho é uma versão customizada do POM, que inclui o potencial gerador de marés (astronômicas) e um termo para relaxação climatológica dos campos tridimensionais de temperatura e salinidade.

3.2 Configuração do modelo no SWIO

Embora as marés meteorológicas sejam um fenômeno tipicamente local (costeiro), e neste trabalho estamos interessados particularmente na costa de Moçambique, as simulações numéricas deste fenômeno devem abranger um domínio geográfico que seja grande o suficiente para incluir devidamente os campos da forçante meteorológica e considerar efeitos remotos através da propagação de ondas costeiras aprisionadas (*coastally trapped waves*) (Weisberg & Zheng, 2008), além de minimizar a influência das bordas abertas do domínio na solução do modelo para as regiões de interesse (Blain et al., 1994). Desta forma, os experimentos foram configurados em um domínio geográfico que cobre larga extensão do sudoeste do oceano Índico, se estendendo de 2°S a 32°S em latitude e de 28°E a 85°E em longitude, conforme ilustrado na Figura 2.

O domínio do modelo foi definido em uma grade regular com 1/6° (aproximadamente 17 km) de resolução horizontal, compreendendo 181x343 pontos de grade em latitude e longitude respectivamente; na direção vertical, 36 níveis verticais sigma foram adotados, os quais resolvem detalhadamente a camada superficial e de fundo de acordo com porcentagens da profundidade local (0,0; 0,0004; 0,0008; 0,0012; 0,0017; 0,0026; 0,0035; 0,0052; 0,0069; 0,0104; 0,0139; 0,0209; 0,0278; 0,0417; 0,0556; 0,0834; 0,1111; 0,1666; 0,2222; 0,3333; 0,4444; 0,5555; 0,6666; 0,7777; 0,8888; 0,9443; 0,9720; 0,9859; 0,9928; 0,9963; 0,9972; 0,9981; 0,9986; 0,9992; 0,9996; 1,0).

A batimetria da grade do modelo foi obtida a partir dos dados topográficos do ETOPO2 (Smith & Sandwell, 1997) do NCEI (*National Centers for Environmental Information*; <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo2.html>). Os dados batimétricos do ETOPO2, possuem uma resolução espacial de 2 minutos de arco e foram interpolados para a resolução de grade do modelo e posteriormente suavizados conforme exigido pelo modelo. A suavização foi feita de modo a manter o parâmetro de declividade ($r = \Delta H/2H$, sendo H a

profundidade) inferior a 0,2 de acordo com Beckmann & Haidvogel (1993). A suavização da batimetria é necessária para prevenir instabilidades numéricas decorrentes de erros de truncamento associados a gradientes horizontais de pressão em regiões de topografia com declividade muito acentuada (Ezer & Mellor, 1997).

3.2.1 Forçantes

O modelo é forçado na superfície livre pela atmosfera e pelas marés astronômicas.

a) *Componente Atmosférica*

A forçante atmosférica é imposta pelas condições de fronteira na superfície, que incluem a tensão de cisalhamento do vento, pressão no nível do mar, fluxos de calor, sal e saldos de radiação. Estas quantidades são calculadas a partir de campos meteorológicos obtidos da reanálise atmosférica do CFSR (*NCEP Climate Forecast System Reanalysis*; Saha et al., 2010); com exceção para radiação de onda de longa que é estimada a partir da temperatura da superfície do mar (TSM) calculada pelo modelo. O CFSR é uma reanálise global de terceira geração, produzida com o que há de melhor em termos de plataformas de modelagem do sistema atmosfera-oceano-superfície-gelo. Esta reanálise é produzida em uma resolução horizontal de aproximadamente 38 km porém é disponibilizada globalmente em uma grade regular de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ e, latitude e longitude com resolução temporal de 6h abrangendo o período entre 1979 e 2020.

b) *Marés astronômicas*

A forçante associada às marés astronômicas compreende duas partes: o potencial gerador de maré que foi especificado em cada ponto de grade e as elevações de maré especificadas nas bordas abertas do domínio. As elevações de maré foram especificadas usando 12 constituintes harmônicas (N2, M2, S2, K2, Q1, O1, P1, K1, M4, MN4 e MS4), Com exceção da M3, todas as constituintes harmônicas foram obtidas do TPXO7.1 (*Topex/Poseidon Global Tidal Model*, versão 7.1); um modelo global de previsão de marés com resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ em latitude e longitude e que possui assimilação de dados observados (Egbert et al., 1994; Egbert & Erofeeva, 2002). A constituinte M3 foi especificada no potencial gerador de marés astronômicas. Maiores detalhes sobre a implementação das marés astronômicas no código do POM usado neste trabalho podem ser encontrados em Camargo (1998, 2017).

3.2.2 Condições iniciais e de contorno

As simulações com o modelo foram inicializadas a partir de campos oceânicos médios mensais provenientes da reanálise oceânica do SODA2.2.4 (*Simple Ocean Data Assimilation*, versão 2.2.4; Carton & Giese, 2008; Giese & Ray, 2011). O SODA2.2.4 é uma reanálise oceânica global produzida por um modelo de circulação geral com uma resolução média de $0,25 \times 0,4^\circ$ em 40 níveis verticais. O modelo usado para produzir o SODA2.2.4 foi continuamente corrigido diretamente por informações observadas através de um esquema de assimilação de dados. Os campos do SODA2.2.4 são disponibilizados mensalmente em uma grade global regular com $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ de resolução horizontal em 40 níveis verticais para o período histórico desde 1850 até 2010 (Carton & Giese, 2008).

As variáveis do SODA2.2.4 usadas na inicialização do modelo (POM-SWIO) incluem os campos tridimensionais (3D) de correntes, temperatura e salinidade e campos bidimensionais (2D) da elevação da superfície do mar. É importante mencionat que o SODA2.2.4 é ainda usado para relaxar os campos tridimensionais de temperatura e salinidade do modelo em direção a climatologia, com um período de relaxação em torno de 200 dias.

O domínio do SWIO possui três fronteiras abertas localizadas no norte, sul e leste do domínio. As fronteiras abertas do domínio são responsáveis por conectar a solução do modelo ao meio externo, por isso, sua correta especificação é de crucial importância. Para os campos tridimensionais de temperatura e salinidade foram prescritos valores climatológicos fornecidos pelo SODA2.2.4 enquanto uma condição radiacional do tipo Orlanski (Orlanski, 1976) foi aplicada para os campos 3D de velocidades. Para o campo bidimensional (2D) da elevação na superfície livre, foi aplicada uma condição parcialmente fechada (Blumberg & Kantha, 1985), a qual permite que distúrbios gerados dentro do domínio se propaguem para fora pelas bordas abertas, permitindo, em simultâneo, que o nível do mar oscile com o tempo em torno de um valor médio (Blumberg & Kantha, 1985).

Os experimentos foram integrados para 32 anos, para um período histórico entre 01 Janeiro de 1979 e 31 de Dezembro de 2010, uma vez que a reanálise atmosférica (CFSR) usada para forçar o modelo cobre este período. As saídas do modelo são horárias para os campos 2D (elevação, temperatura, correntes e salinidade), diárias para os campos 3D (temperatura, correntes e salinidade) e mensais para as mesmas variáveis dos campos 2D.

3.3 Descrição dos dados

Neste estudo, são usados os resultados das simulações com modelo (POM) para endereçar os objetivos do trabalho, portanto, a validação do modelo, que também é um dos objetivos deste trabalho, é uma etapa muito importante. A seguir é feita a descrição dos conjuntos de dados usados na validação das simulações.

3.3.1 Dados do nível do mar

O nível médio do mar é a variável mais importante deste trabalho. Os resultados do modelo para o nível do mar na costa são comparados com os dados observados por marégrafos. Os dados observados são horários e obtidos de 12 marégrafos localizados ao longo das regiões costeiras no domínio do SWIO, conforme indicado pelos triângulos na Figura 7. Grande parte dos marégrafos são pertencentes à rede do GLOSS (*Global Sea Level Observing System*) e os dados foram obtidos da página web da *University of Hawaii - Sea Level Center* (UHSLC, <http://uhslc.soest.hawaii.edu>; Caldwell et al., 2015). Os dados de marégrafos localizados ao longo da costa de Moçambique foram fornecidos pelo Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação de Moçambique (INAHINA).

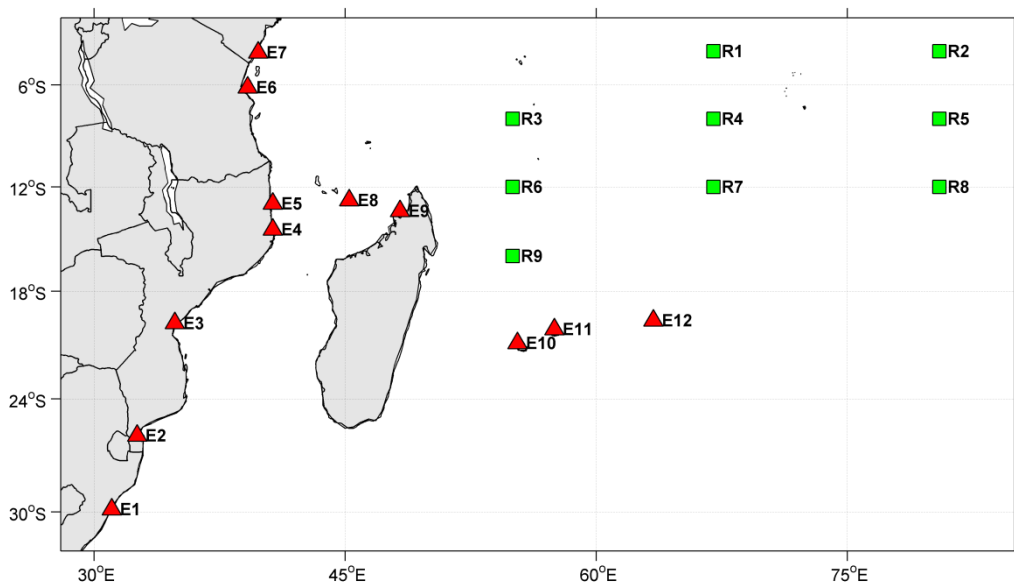


Figura 7: Distribuição de estações *in-situ* usadas para validar as simulações. Triângulos vermelhos indicam estações de marégrafos. Quadrados verdes representam estações do projeto RAMA (somente as estações com informações de temperatura e salinidade disponíveis para o período dos experimentos numéricos).

Os dados obtidos da UHSLC usados neste trabalho são da versão “*research quality*”, que são dados que passaram por um processo de controle de qualidade e também já foram bastante usados para validar simulações numéricas de marés meteorológicas (e.g. Zhang & Sheng, 2015). Contudo, neste trabalho, tanto os dados do UHSLC quanto os do INAHINA foram plotados e visualmente checados para identificação de mudanças no nível de referência (nível médio) bem como presença de valores anômalos. A disponibilidade dos dados observados, para cada estação, está ilustrada na Figura 8. Como se pode notar, as séries são curtas e cheias de falhas na maior parte das estações, principalmente naquelas localizadas ao longo da costa de Moçambique (estações E2 a E5).

Neste ponto, é importante ressaltar que os registros do nível do mar do provenientes do INAHINA são feitos no horário local (UTC+2) enquanto que os do GLOSS são feitos no horário universal (UTC). Deste modo, tornou-se conveniente padronizar os dados do INAHINA para o horário universal, isto foi feito removendo os dados correspondentes às primeiras duas horas nas séries temporais do INAHINA.

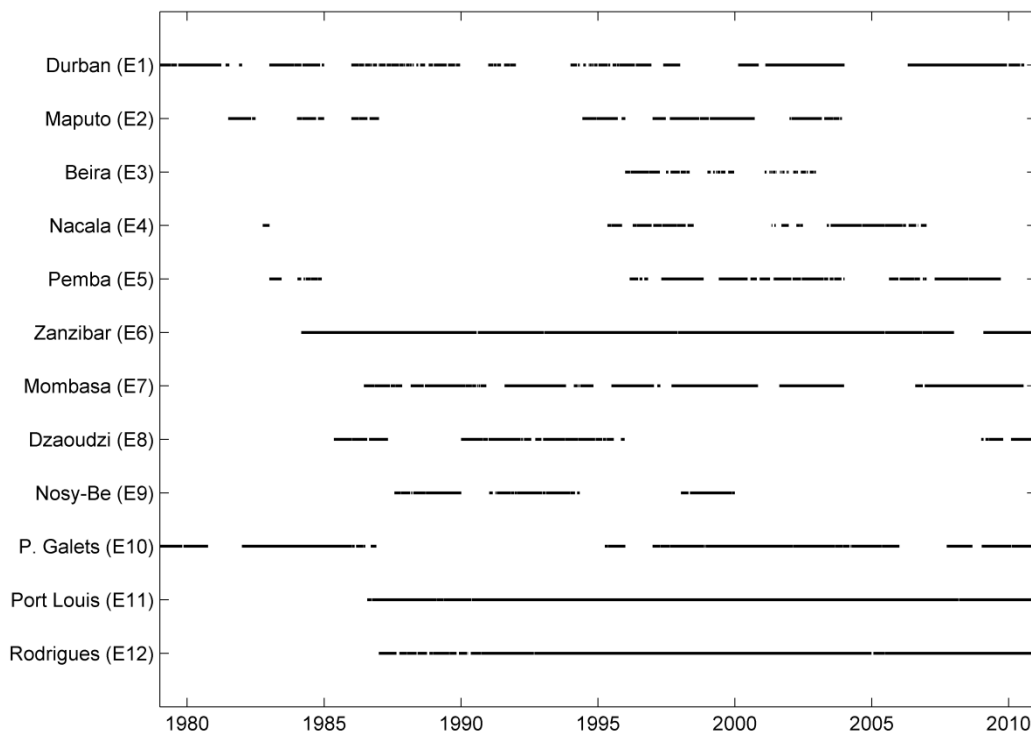


Figura 8: Disponibilidade dos dados horários do nível do mar, nas 12 estações localizadas ao longo do domínio do SWIO, para o período dos experimentos numéricos (1979 – 2010).

As marés meteorológicas são definidas como séries residuais do nível do mar após a remoção do sinal da maré astronômica:

$$\eta_R = \eta - \eta_M \quad (1)$$

onde η_R representa a série residual (maré meteorológica), η a série do total nível do mar (observada ou modelada) e η_M a maré astronômica. Para obter a η_M , foi feita análise harmônica numa base anual, usando a ferramenta de análise harmônica de marés de Pawlowicz et al. (2002). Após a remoção da maré astronômica, tornou-se evidente que a análise harmônica não foi capaz de remover completamente o sinal da maré em algumas séries observadas (tal como em Bernier & Thompson, 2006). Portanto, foi aplicado um filtro passa baixa (filtro de Lanczos), com uma frequência de corte equivalente a um período de 30 horas, para remover o sinal de maré astronômica remanescente nas séries residuais bem como oscilações dentro do período inercial (Pugh, 1987).

3.3.2 RAMA

RAMA é o acrônimo de *Research Moored Array for African – Asian – Australian Monsoon Analysis and Prediction* (McPhalden et al., 2009), e refere-se a um conjunto boias e perfiladores verticais instalados ao longo da região tropical do Oceano Índico. As boias e perfiladores do projeto RAMA foram concebidas para estudar diversos processos, como a interação oceano-atmosfera, a dinâmica da camada de mistura e a circulação oceânica, todos estes associados ao sistema de monção do Oceano Índico desde escalas intrasazonais a decadais (McPhaden et al., 2009). As informações medidas pelas estações do RAMA incluem diversas variáveis atmosféricas (vento na superfície, pressão atmosférica, temperatura do ar, umidade relativa, radiação de onda curta incidente e precipitação) e oceânicas (temperatura, salinidade e correntes) em várias resoluções temporais. As variáveis oceânicas encontram-se disponíveis em vários níveis de profundidade; destas somente as informações diárias da temperatura da superfície do mar (TSM) e a salinidade da superfície do mar (SSM) foram usadas para avaliar as simulações.

As estações do RAMA localizadas dentro do domínio do SWIO e que possuem informações válidas para o período dos experimentos numéricos estão ilustradas pelos quadrados verdes na Figura 7, e a disponibilidade dos dados para cada uma dessas estações é ilustrada na Figura 9.

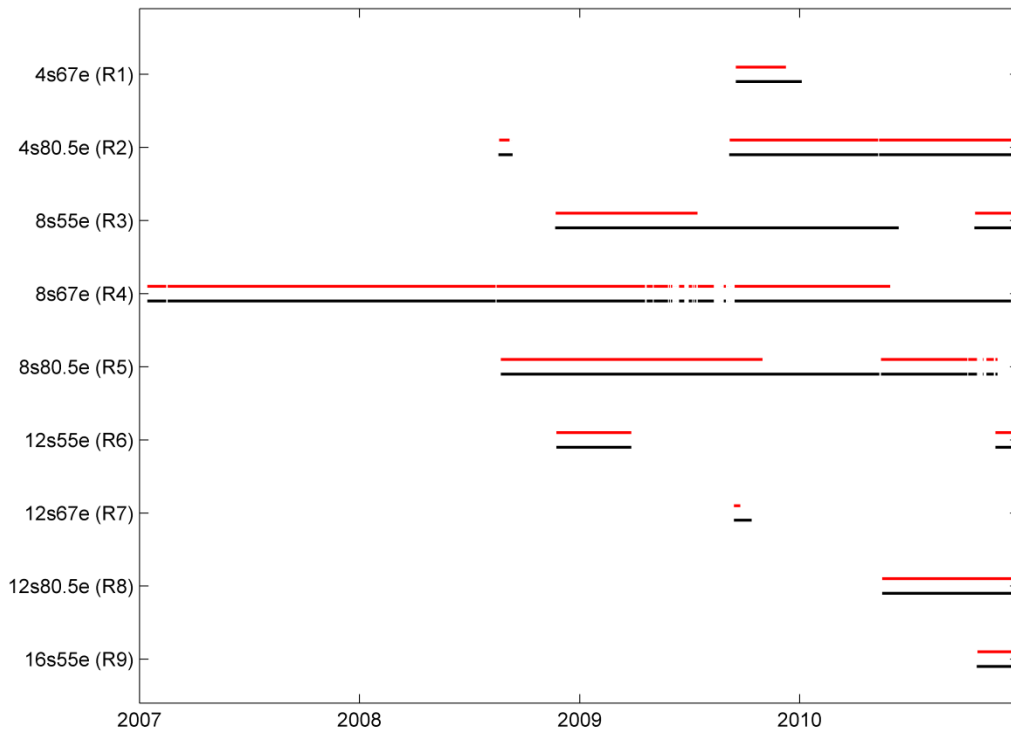


Figura 9: Disponibilidade dos dados de TSM (linhas pretas) e SSM (linhas vermelhas) em 9 estações do RAMA localizadas no interior do SWIO e com dados disponíveis para o período dos experimentos (1979 – 2010).

3.3.3 Temperatura da superfície do mar do OISST

O OISST (*Optimally Interpolated Sea Surface Temperature*; Reynolds et al., 2007) é um produto da NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) que usa a TSM observada por diversos tipos de plataformas (como satélites, boias e navios) para reconstruir a TSM em escala global, aplicando um esquema de interpolação espacial para preencher regiões onde as observações não se encontram disponíveis em dado momento. As informações do OISST são disponibilizadas diariamente em uma grade global com resolução espacial de $1/4^\circ$ em latitude e longitude, desde Novembro de 1981 até o presente (Reynolds et al., 2007). Os dados do OISST são usados para avaliar a TSM simulada de bacia oceânica, considerando o período entre 01 de Janeiro de 1982 a 31 de Dezembro de 2010.

3.3.4 Altura da superfície do mar da AVISO

Informações da altura da superfície do mar (ASM) obtidas a partir de altimetria por satélite são mantidas e distribuídas pela AVISO (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data*; www.aviso.oceanobs.com). Os mapas espaciais da altura da superfície do mar são gerados a partir da combinação de medições de diferentes satélites

valendo-se de técnicas de interpolação espacial (Ducet et al., 2000). No presente trabalho é o usado o produto *Mean Absolute Dynamic Topography* (MADT), que resulta da combinação das observações das anomalias da ASM e a topografia dinâmica média do oceano (Rio et al., 2011). O produto é disponibilizado em uma grade global regular com $1/4^\circ$ de resolução espacial e uma resolução temporal diária, partindo desde finais de 1992 até o presente. No presente trabalho foi considerado o período entre 01 de Janeiro de 1993 a 31 de Dezembro de 2010.

3.4 Métricas estatísticas para avaliação das simulações

A capacidade do modelo em reproduzir as condições observadas é quantificada a partir de métricas estatísticas básicas como média, desvio padrão e coeficiente de correlação, além de medidas de erros tais como viés, raiz do erro médio quadrático (*Root Mean Square Error – RMSE*; Wilks, 2006) e uma medida de avaliação objetiva da performance do modelo denominada de índice de concordância ou *skill* (Willmot et al., 1985) definidas pelas fórmulas:

$$viés = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (M_i - O_i) \quad (2)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (M_i - O_i)^2} \quad (3)$$

$$skill = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (M_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|M_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (4)$$

onde n é o número de observações, M o valor da variável simulada pelo modelo e O o valor observado. O viés não fornece informações sobre a acurácia da simulação, uma vez que erros positivos e negativos podem se anular, porém é uma medida de erro que permite quantificar, em média, se a observação é subestimada ou superestimada pelo modelo. Na RMSE, os erros são penalizados quadraticamente, fazendo que não haja cancelamento entre os valores positivos e negativos; permitindo estimar quanto, em média, o modelo se desvia das observações. O *skill* é um parâmetro adimensional que quantifica objetivamente o ajuste do modelo em relação à observação. Valores de *skill* próximos da unidade indicam que o modelo é bom e próximos de zero indicam um desajuste entre as quantidades que estão sendo comparadas.

3.4.1 Diagrama de Taylor

Parâmetros estatísticos como o desvio padrão, coeficiente de correlação e a RMSE podem ser convenientemente agrupados em um único diagrama, denominado Diagrama de Taylor (Taylor, 2001). Este diagrama é uma ferramenta bastante útil pois permite sumarizar estatísticas de avaliação da performance de vários conjuntos de dados (modelados, por exemplo) à uma informação de referência comum (observação, por exemplo) em um único diagrama bidimensional na forma polar.

A Figura 10 apresenta o exemplo de um diagrama de Taylor; os semicírculos radiais com o centro na origem do diagrama (linhas pretas) representam valores de desvio padrão, os semicírculos com o centro no eixo das abscissas (linhas verdes) representam valores de RMSE e as linhas retas (linhas) que se prolongam a partir da origem até o semicírculo mais externo do diagrama representam valores do coeficiente correlação. Os pontos vermelhos distribuídos ao redor do diagrama indicam dados sendo avaliados (dados modelados, por exemplo) em relação ao valor de referência (dados observados, por exemplo) denominado de *observed* na Figura 10. Quanto mais próximo da referência melhor é a correspondência entre o dado modelado e o observado.

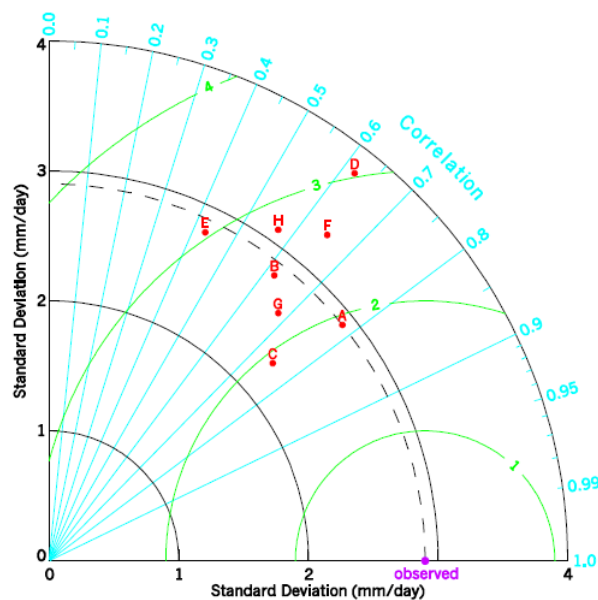


Figura 10: Exemplo de um diagrama de Taylor.

3.5 Análise de valores extremos

A teoria de valores de extremos procura descrever o comportamento de eventos raros (extremos) e de suas distribuições. Existem diversas abordagens estatísticas usadas para modelar a distribuição desses eventos, dentre as quais, as mais comuns estão baseadas no método de bloco de máximas (*block maxima*) e no método do pico acima de um limiar (*Peaks Over a Threshold - POT*). No método de bloco de máximas, uma série temporal de extremos é construída a partir de valores máximos extraídos de subconjuntos (blocos) de dados (como por exemplo, máximas anuais) que a seguir é ajustada à uma das formas da distribuição do tipo Generalizada de Valor Extremo (*Generalized Extreme Value distribution - GEV*). No método do pico acima de um limiar a série temporal de extremos é construída a partir de valores acima de um certo limiar e é usada para ajustar a curva dos extremos de uma distribuição do tipo Pareto Generalizada (*Generalized Pareto Distribution - GPD*). Em seguida, as distribuições ajustadas (GEV ou GPD) são usadas para extrapolar valores extremos com períodos de retorno superiores ao período dos dados (Coles, 2001).

No presente trabalho, o método de bloco de máximas (ajustado a uma GEV) foi adotado uma vez que é relativamente simples aplicar e já foi usado com sucessos em diversos estudos, tendo mostrado ser bastante útil na análise de extremos de registros do nível do mar (e.g. Bernier & Thompson, 2006; Olbert & Hartnett, 2010; Oliver et al., 2012; Zhang & Sheng, 2013, 2015).

3.5.1 Distribuição Generalizada de Valores Extremos (GEV)

A origem da teoria de valores extremos, onde amostras de valores máximos foram expressas como funções assintóticas, remonta desde o trabalho de Fisher & Tippett (1928). Posteriormente, três diferentes distribuições foram distinguidas e mais tarde foram unificadas; esta unificação das distribuições permite modelar distribuições com diferentes formas em uma única distribuição denominada de Distribuição Generalizada de Valor Extremo (GEV), cuja distribuição é dada por (Coles, 2001):

$$G(z) = \exp \left\{ - \left[1 + \xi \left(\frac{z - \mu}{\sigma} \right) \right]^{-\frac{1}{\xi}} \right\} \quad (5)$$

definida para valores de z : $1 + \xi \left(\frac{z - \mu}{\sigma} \right) > 0$; onde z são os valores extremos a serem modelados (máximas anuais), ξ ($-\infty < \xi < +\infty$) é o parâmetro de forma, μ ($-\infty < \mu < +\infty$) o parâmetro de localização e σ o parâmetro de escala ($\sigma > 0$).

O valor do parâmetro ξ regula a forma da distribuição na qual os dados são ajustados. Para $\xi = 0$ obtém-se uma GEV do tipo I, que corresponde à distribuição de *Gumbel*; para $\xi > 0$ obtém-se uma GEV do tipo II, correspondente à distribuição de *Fréchet*; e para $\xi < 0$ obtém-se uma GEV tipo III, que corresponde à distribuição de *Weibull* (Coles, 2001).

O ajuste à GEV é feito a partir da determinação dos parâmetros de forma (ξ), escala (μ) e localização (σ). Existem vários métodos para determinação destes parâmetros e alguns deles estão descritos em Embrechts et al. (1997). No presente trabalho, o método *Maximum Likelihood* (ML) foi adotado. Este método está discutido em Coles (2001) e já foi aplicado em diversos trabalhos para a estimativa de extremos do nível do mar (e.g. Bernier & Thompson, 2006) para determinação dos parâmetros de ajuste da GEV.

Com o modelo de distribuição ajustado aos dados, o nível extremo de retorno (z_N) definido como o nível máximo capaz de ser excedido uma vez a cada N anos pode ser calculado pela fórmula (Coles, 2001):

$$z_N = \begin{cases} \mu - \frac{\sigma}{\xi} \{1 - [-\log(1 - 1/N)]^{-\xi}\} & \text{se } \xi \neq 0 \\ \mu - \sigma \log[-\log(1 - 1/N)] & \text{se } \xi = 0 \end{cases} \quad (6)$$

O intervalo de confiança (IC), ao nível de 95%, associado ao extremo de retorno z_N pode ser calculado a partir da expressão (Coles, 2001):

$$IC = z_N \pm 1,96\sqrt{\text{var}(z_N)} \quad (7)$$

4 Resultados e Discussões

4.1 Avaliação das simulações¹

A verificação dos resultados modelados constitui uma etapa crucial em qualquer estudo que envolva simulações com modelos numéricos. Neste capítulo, os resultados do modelo são avaliados a partir de comparações com informações observadas disponíveis ao longo do domínio do SWIO durante o período de estudo.

4.1.1 Avaliação geral das simulações

A disponibilidade de informações de longo período referentes à escala global é proveniente de medições de altimetria por satélites e também de modelos numéricos consolidados, constituindo uma boa oportunidade para avaliar os resultados das simulações à escala de bacia oceânica, ajudando a compreender como as condições observadas estão sendo resolvidas pelo modelo na região de estudo.

4.1.1.1. Temperatura e Salinidade da superfície do mar

A capacidade do modelo em simular a temperatura da superfície do mar (TSM) em todo o domínio modelado é avaliada comparando os resultados modelados com o campo de TSM observada do produto do OISST (Figura 11).

O padrão de distribuição médio de longo termo (1982 – 2010) observado (Figura 11a) mostra uma faixa de TSM mais elevada (apresentando valores entre 29-30°C) na região norte/nordeste do domínio, ao longo de uma faixa zonal entre 2-8°S. Esta faixa está devidamente representada pelos resultados do modelo (Figura 11b), sendo consistente com trabalhos anteriores (e.g. Halo et al., 2014) e parecendo estar associada à prolongação da piscina quente do Pacífico equatorial oeste até o Índico (Tomczak & Godfrey, 1994). Os valores mais baixos localizam-se ao longo borda sudeste do domínio, onde as magnitudes da TSM situam-se em torno de 17 – 18°C, tanto no campo médio observado (Figura 11a) quanto no modelado (Figura 11b), e estão relacionadas ao padrão de advecção fria a sudeste do giro subtropical. Conforme se nota, o modelo foi capaz de capturar devidamente o padrão de

¹ Manuscrito aceite para publicação, na revista *Ocean Dynamics*, com base no material deste subcapítulo: Bié et al. (2017). Numerical modeling of storm surges in coast of Mozambique: the cases of tropical cyclones Bonita (1996) and Lisette (1997).

distribuição espacial bem como as magnitudes da TSM em relação ao observado pelo OISST. Contudo, ligeiras diferenças podem ser observadas. A diferença mais notável é que a simulação reproduziu uma região localizada de TSM relativamente mais elevada ($29-30^{\circ}\text{C}$) a noroeste de Madagascar (Figura 11b), máximo que também está presente nas observações porém em uma extensão menor e imediatamente adjacente à costa de Madagascar. Outra diferença aparente é o fato da isoterma de 28°C encontrar-se mais próxima da costa nordeste de Madagascar no campo simulado em relação ao observado, indicando uma ligeira superestimativa na TSM modelada nesse local.

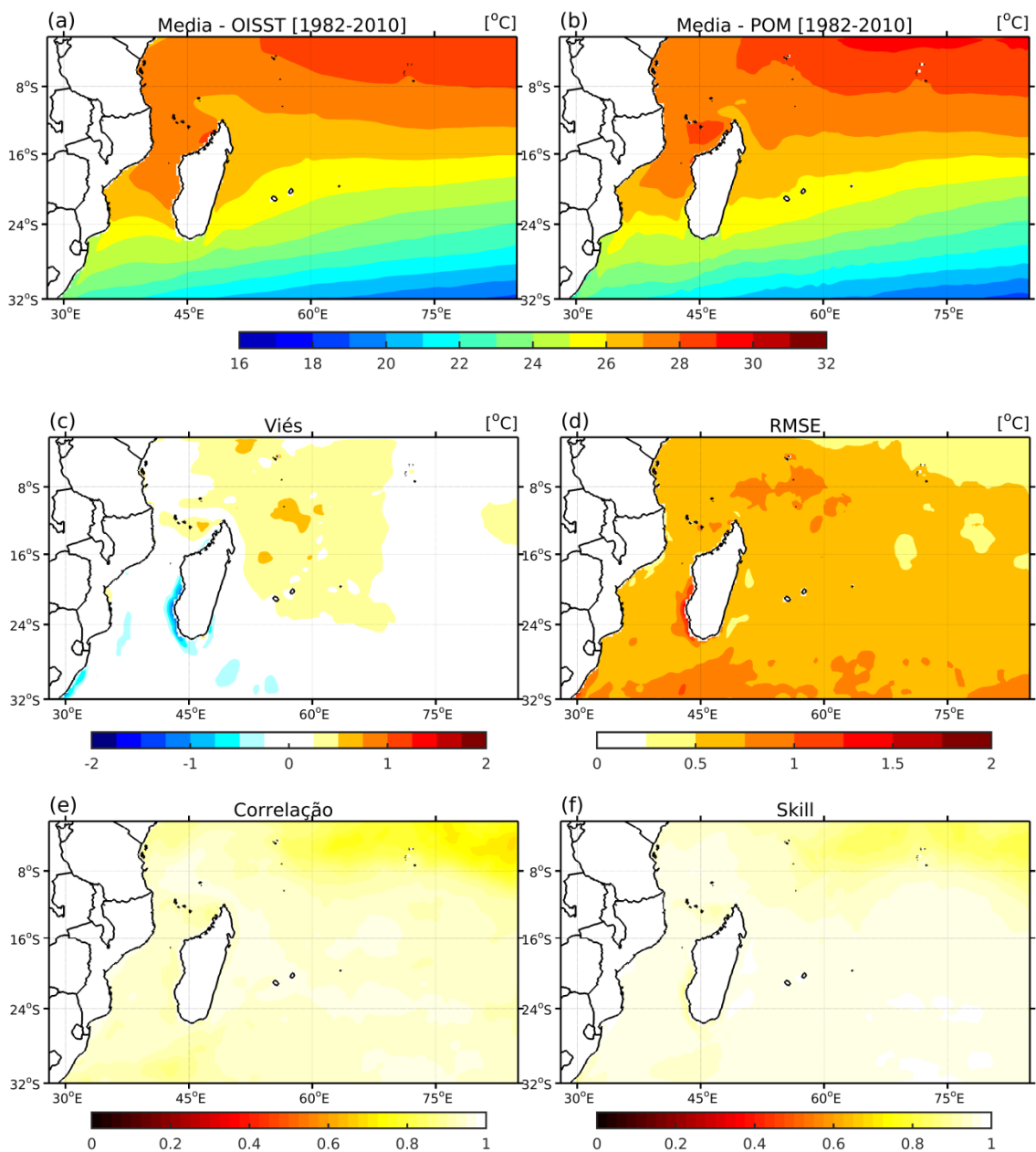


Figura 11: Comparação da TSM para o período 1982-2010: (a) média observada. (b) média simulada, (c) viés. (d) RMSE, (e) correção e (f) índice de concordância.

Em relação à média de longo termo, as simulações apresentaram um viés positivo com valores máximos em torno de $0,75^{\circ}\text{C}$ na região central-norte do domínio e viés negativo na região sudoeste de Madagascar e na costa da África do Sul (Figura 11c). O campo espacial do RMSE apresenta um padrão generalizado de valores abaixo de $0,75^{\circ}\text{C}$; os valores mais elevados estão entre $0,75^{\circ}$ e 1°C e localizam-se nas regiões norte-central e na borda sul do domínio e a sudoeste de Madagascar (Figura 11d). Os mapas de correlação (Figura 11e) e do índice de concordância entre a observação e o modelo (Figura 11f) mostram um padrão de distribuição espacial similar, com valores acima 0.8 na maior parte do domínio, revelando uma boa correspondência entre os campos simulados e observados.

Em termos de campos espaciais de SSM, não há até o momento uma climatologia baseada em observações satelitais que permita tal validação. Mesmo assim, para complementar a verificação da componente termodinâmica das simulações, avalia-se também a capacidade do modelo em reproduzir as condições observadas em termos da temperatura da superfície do mar (TSM) e a salinidade da superfície do mar (SSM) comparando os resultados das simulações com os dados de TSM e SSM medidos por 9 estações do projeto RAMA (localizações indicadas na Figura 7). A comparação é feita usando o diagrama de Taylor (Taylor, 2001) com as variáveis normalizadas pelos desvios-padrão das séries observadas, tornando-se viável visualizar e comparar de forma simultânea as estatísticas métricas referentes às séries temporais das duas variáveis em questão (TSM e SSM).

Em relação às informações de TSM do RAMA, os resultados mostram que o modelo apresentou boa concordância em relação às observações do RAMA, com valores de correlação superiores a 0,8 em maior parte das estações (Figura 12). A RMSE normalizada encontra-se majoritariamente entre 0,5 e 0,75, indicando que os erros sistemáticos médios entre o modelo e a observação são inferiores aos desvios padrão das correspondentes séries observadas. Nota-se também que as séries modeladas possuem desvios padrão (normalizados) superiores à unidade (entre 1 e 1,5), sugerindo que o modelo tende a superestimar a variabilidade observada na maior parte dos casos.

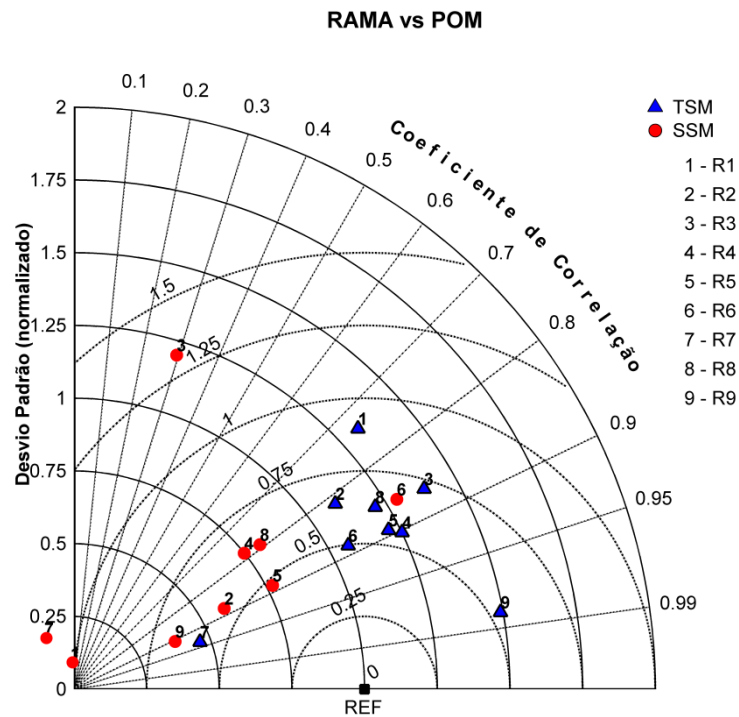


Figura 12: Diagrama de Taylor para os valores diários de TSM (triângulos azuis) e SSM (pontos vermelhos) simulados pelo POM-SWIO e observados pelo RAMA, para os períodos indicados na Figura 9. As variáveis foram todas normalizadas pelo desvio padrão das observações.

Para a SSM, os valores estão mais dispersos ao redor do diagrama. O modelo apresentou melhor desempenho em 6 estações (R2, R4, R5, R6, R8 e R9), nas quais as correlações encontram-se próximas ou superiores a 0,8 e os valores da RMSE normalizada estão entre 0,4 e 0,6 (Figura 12). Os desvios padrão da SSM mostram uma configuração inversa à da SST; nota-se, na maior parte das estações, desvios abaixo de 0,8, indicando que o modelo subestima a variabilidade observada. O modelo apresentou fraco desempenho em reproduzir a SSM observada em três estações (R1, R3 e R7), com RMSEs que excedem os desvios padrão das observações, e correlações abaixo de 0,3.

Em duas destas estações (R1 e R7), o modelo apresentou desvios muito baixos (inferiores a 0,25) e correlações negativas (Figura 12). Contudo, importa referir que estas duas estações são as que apresentam menor disponibilidade de dados.

A avaliação da TSM em escala de bacia mostrou boa concordância entre o modelo e a observação, embora de modo geral as simulações tenham superestimado ligeiramente a média de longo termo na região central-norte do domínio; estes desvios estiveram de alguma forma refletidos nos valores relativamente elevados dos desvios padrão em relação aos dados observados pelas estações do RAMA. Uma das prováveis causas destas ligeiras deficiências do modelo em reproduzir a TSM observada é fraca relaxação newtoniana imposta no modelo

(em torno de 200 dias), indicando que o modelo encontra-se razoavelmente desimpedido para determinar os campos termohalinos. Contudo, é importante frisar que o valor final da relaxação foi definido após testes de sensibilidades, de modo a permitir com que o modelo preserve tanto flutuações de alta frequência quanto climatologias mensais.

No que diz respeito à SSM, as simulações apresentaram correspondência razoável tendo como referência os dados medidos pelas estações do RAMA; porém, ao contrário da TSM, o modelo tende a subestimar a variabilidade observada em maior parte das estações. Esta subestimativa da variabilidade da SSM sugere que, por um lado, a relaxação imposta no modelo poderia ser maior de modo que as simulações pudessem conservar melhor as variabilidades observadas; ou por outro lado, que os campos de evaporação e precipitação (usados para calcular o fluxo de sal) não estão devidamente representados pela forçante atmosférica do CFSR, conforme Saha et al. (2010) apontam que o balanço de massa da componente de água na atmosfera representada pela quantidade E-P (evaporação menos precipitação) deixa a desejar no CFSR.

4.1.1.2. Altura da superfície do mar

A altura da superfície do mar (ASM) reproduzida pelo modelo é comparada com a SSH observada por satélites, relativas ao produto *Mean Absolute Dynamic Topography* da AVISO, para o período 1993 a 2010.

As principais feições médias da ASM observada no domínio do SWIO, que também são um indicativo da geostrofia, estão apresentadas na Figura 13a. Os maiores valores de ASM (em torno 120 cm) situam-se na região leste de Madagascar associadas ao giro subtropical, e também a leste da África do Sul (100 cm) associados à Corrente das Agulhas. As regiões com menores valores de ASM situam-se na região norte e ao longo da borda sudeste do domínio e estão associadas aos giros tropical e subtropical, respectivamente.

O padrão de distribuição do campo espacial médio da ASM reproduzida pelo modelo (Figura 13b) é consistente com o observado (Figura 13a). Contudo, nota-se que o modelo tende a exagerar as ASM associadas às principais feições de larga escala como os giros subtropical e tropical, o que faz com que o gradiente de ASM da Corrente Sul Equatorial seja mais intenso que o observado. A ASM média é também subestimada pelo modelo na parte sul do canal de Moçambique e superestimada na região norte do canal, produzindo um gradiente norte-sul de ASM mais realçado que o observado. Por outro lado, a ASM é subestimada a leste da África do Sul.

Em termos de desvio padrão observado (Figura 13c), elevados valores de ASM são encontrados ao longo do canal de Moçambique e numa vasta extensão de área ao sul do canal e sudeste de Madagascar, que são um indicativo de elevada atividade de mesoescala (Halo et al., 2014), dominada essencialmente por vórtices. Os maiores desvios de SSH atingem 20 cm e localizam-se na região central do canal de Moçambique (Figura 13c), onde os vórtices mais energéticos são encontrados (Schouten et al., 2003). O modelo apresentou uma clara dificuldade em reproduzir este padrão de variabilidade ao longo do canal de Moçambique e áreas adjacentes ao sul do canal; os maiores valores de ASM reproduzidos pelo modelo nestes locais estão em torno de 12-13 cm ao sul de Madagascar e a leste da costa sul-africana (Figura 13d), representando uma subestimativa em torno de 40%. Não obstante, As simulações foram capazes de captar satisfatoriamente as variabilidades em outras regiões como: a banda zonal entre 24-25°S também dominada por vórtices (Quartly et al., 2006); e a faixa zonal mais a nordeste do domínio (entre 8-12°S).

Os mapas de correlação (Figura 13e) e índice de concordância (Figura 13f) apontam que o modelo apresentou melhor desempenho em regiões mais ao norte do domínio (ao norte do canal de Moçambique e ao norte de 18°S na região oceânica a leste de Madagascar), com valores superiores a 0,6 para ambos os parâmetros. No canal de Moçambique e ao sul de 20°S na região oceânica a leste de Madagascar, a correlação é muito baixa, chegando a atingir valores negativos em alguns pontos; consequência direta da não boa representação da variabilidade observada nessa região, principalmente associada a localização dos vórtices.

Resumindo, o modelo foi capaz de representar as principais feições de elevação associadas ao escoamento médio no domínio do SWIO, embora algumas deficiências foram notadas: o modelo tende a apresentar as feições associadas aos sistemas de circulação de larga escala um pouco mais realçadas, como caso do giro tropical e subtropical, e consequentemente um gradiente elevação mais intenso na interface entre os dois sistemas. Por outro lado, o modelo tende a subestimar os gradientes de elevação associados às correntes de borda oeste (corrente de Moçambique e corrente das Agulhas), o que é uma consequência da não boa representação da variabilidade da circulação nesses locais que é dominada essencialmente por vórtices de mesoescala.

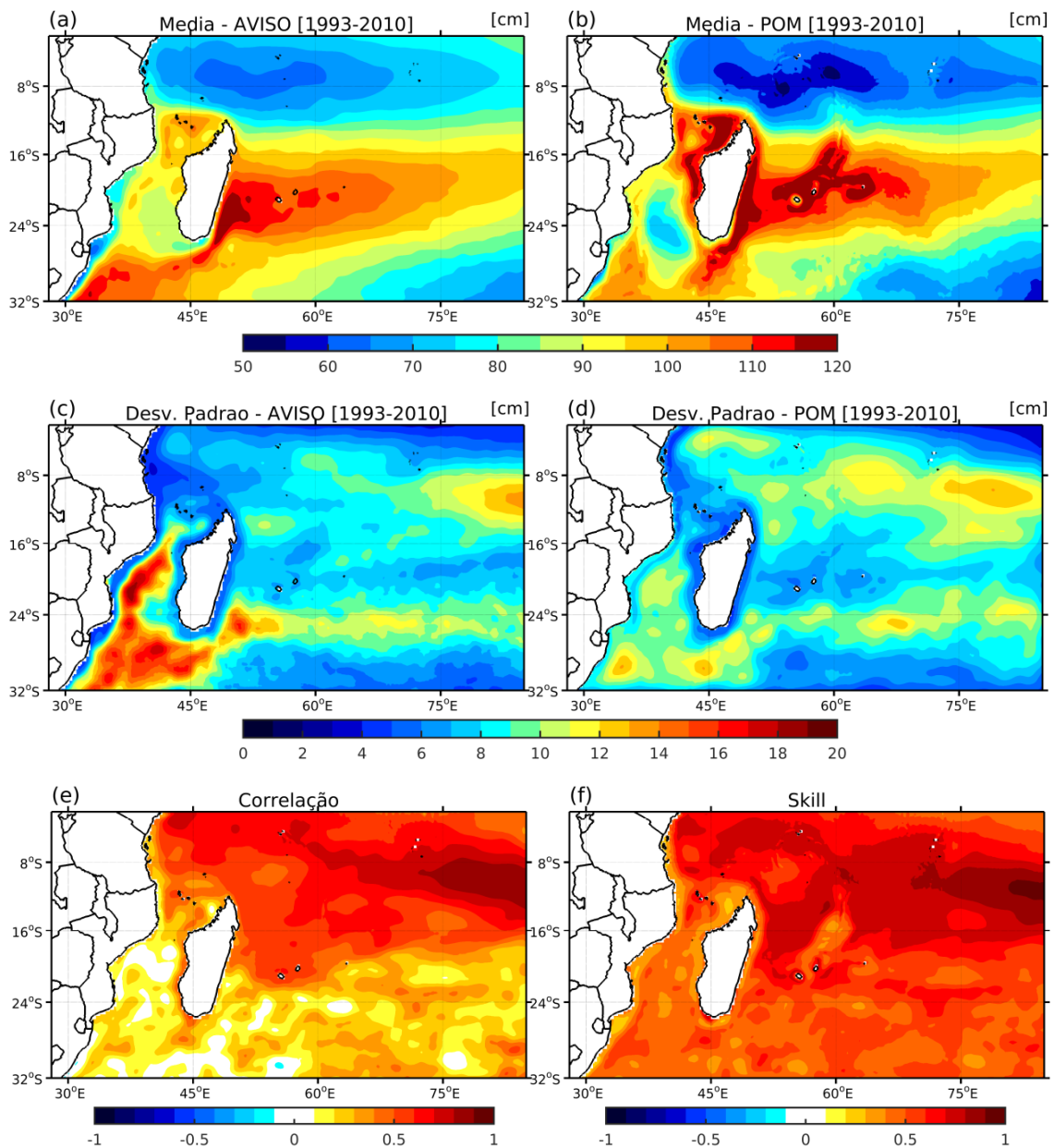


Figura 13: Comparação da SSH para o período 1982-2010: (a) média observada. (b) média simulada, (c) viés. (d) RMSE, (e) correção e (f) índice de concordância.

A sub-representação dos vórtices deve-se (i) ao fato de o modelo estar sendo relaxado em direção à campos climatológicos, fornecidos pelas médias mensais do SODA2.2.2., em que essas feições de mesoescala não estão devidamente representadas e (ii) a processos difusivos que não estão devidamente resolvidos na atual resolução horizontal da grade do POM-SWIO (~17 km). Os coeficientes horizontais de difusão no POM são calculados a partir da formulação do tipo Smagorinsky (Smagorinsky et al., 1965), o que significa que os coeficientes difusivos são proporcionais à resolução horizontal da grade. De fato, o espaçamento de grade parece ser uma forte limitação: com uma resolução horizontal similar à usada no presente trabalho, o POM apresenta dificuldades de representar de forma adequada

feições de circulação de mesoescala, mesmo com difusão e viscosidade reduzidas, tal como mostrou o trabalho de Ezer & Mellor (2000) para a corrente do Golfo do México no domínio do Atlântico Norte.

4.1.1.3. Maré astronômica

Nesta seção, é avaliada a capacidade do modelo em reproduzir as elevações de maré astronômica. Em larga escala, a avaliação é feita comparando as amplitudes e fases das principais constituintes harmônicas calculadas a partir dos resultados do modelo (POM-SWIO) com as amplitudes e fases obtidas a partir da solução do modelo global de previsão de marés TPXO7.1 (Egbert et al., 1994; Egbert & Erofeeva, 2002). Em relação à escala local, o modelo é comparado com séries de nível mar ao longo das regiões costeiras do SWIO.

i) Comparação POM versus TPXO7.1

As distribuições espaciais de larga escala das amplitudes e fases das quatro principais constituintes harmônicas de maré (M2, S2, O1 e K1) obtidas a partir da solução do modelo global TPXO7.1 e calculadas a partir dos resultados de simulações com o POM-SWIO apresentadas pela Figura 14 e pela Figura 15.

Com base nas informações do TPXO7.1 (Figura 14), nota-se que as marés astronômicas no SWIO são dominadas pelas componentes semidiurnas lunar e solar, respectivamente M2 e S2. A componente M2 se propaga no sentido anti-horário ao redor do ponto anfidrômico situado a sudeste da ilha de Madagascar, bem como no sentido horário na parte norte do domínio, ao redor de outro ponto anfidrômico situado fora domínio do SWIO. As maiores amplitudes da componente M2 são encontradas na região oeste do domínio e tendem a aumentar à medida que esta se propaga de norte para sul atingindo valores mais elevados ao longo do canal de Moçambique, com valores máximos locais (entre 125 – 150 cm) sendo encontrados na plataforma continental da região costeira de Moçambique. A partir deste ponto a amplitude da M2 vai decrescendo em direção a sul/sudeste, atingindo valores mínimos (em torno de 5 cm) no ponto anfidrômico a sudeste de Madagascar. A amplitude da M2 apresenta também um ligeiro aumento (50 – 75 cm) em uma ampla região do oceano aberto próximo à borda leste do domínio.

Com relação à componente S2, o padrão de distribuição espacial de larga escala das amplitudes e fases no SWIO é bastante similar ao da M2, porém as amplitudes são relativamente menores. As amplitudes mais elevadas são encontradas no canal e o máximo

local, também, ocorre na plataforma da região central de Moçambique com valores em torno de 80-90 cm e os valores mínimos atingem cerca de 5 cm a sudeste de Madagascar (painel superior direito da Figura 14).

A componente O1 propaga-se no sentido horário em torno de um ponto anfifrômico com centro localizado em 45°E na borda sul, bem como no sentido anti-horário em torno de outro ponto anfifrômico no nordeste do domínio do SWIO. As maiores amplitudes da O1 (entre 10-12 cm) localizam-se na região noroeste do domínio e diminuem em direção aos dois pontos anfifrômicos.

A constituinte K1 possui os pontos anfifrômicos localizados aproximadamente no centro da costa de Moçambique e a leste de Madagascar, nos quais a componente propaga-se no sentido horário; há outro ponto anfifrômico no nordeste do domínio com propagação anti-horária. Amplitudes máximas da K1 atingem entre 20-25 cm na borda norte do domínio, próximo à costa da Tanzânia.

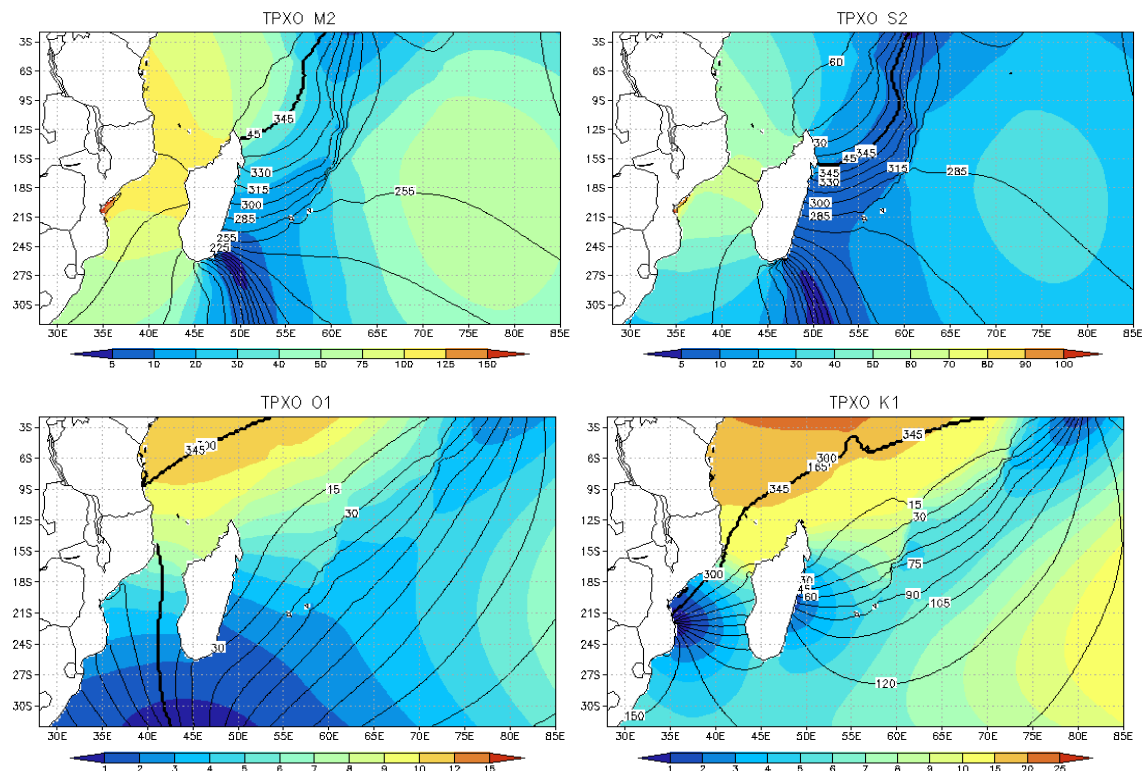


Figura 14: Mapas cotidianos de amplitude (sombreado; em cm) e fases (contornos; em graus em relação ao meridiano de Greenwich) das constituintes harmônicas M2 (painel superior esquerdo), S2 (painel superior direito), O1 (painel inferior esquerdo) e K1 (painel inferior direito) derivados do TPXO7.1.

As amplitudes e fases, derivadas dos resultados do POM-SWIO, correspondentes às principais constituintes harmônicas de maré (Figura 15) estão em boa concordância com as amplitudes e fases derivadas do TPXO7.1 (Figura 14), principalmente em termos do padrão

de distribuição espacial das amplitudes e dos pontos anfidrômicos ao longo do domínio. Contudo, o POM-SWIO apresentou ligeira deficiência em reproduzir alguns aspetos: o modelo apresentou subestimativa em relação às amplitudes das constituintes semidiurnas M2 e S2 na região central da plataforma de Moçambique, além de uma ligeira subestimativa da amplitude da S2 a leste de Madagascar. Em relação às componentes O1 e K1, as principais diferenças entre o TPXO7.1 e o POM-SWIO referem-se ao fato de os campos reproduzidos pelo POM-SWIO serem bastante ruidosos para estas duas componentes, principalmente para as linhas de fase; além do fato do modelo ter subestimado a amplitude da componente O1 na região noroeste do domínio.

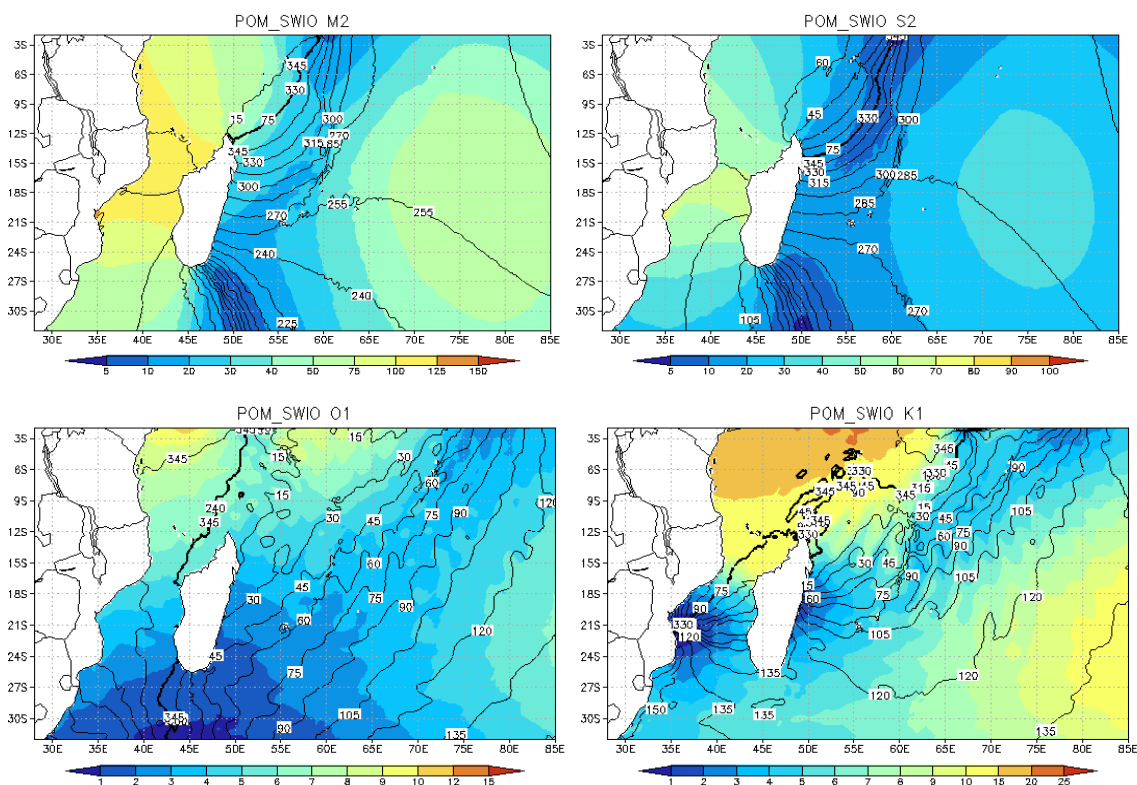


Figura 15: Mapas cotidianos de amplitude (sombreado; em cm) e fases (contornos; em graus em relação ao meridiano de Greenwich) das constituintes harmônicas M2 (painel superior esquerdo), S2 (painel superior direito), O1 (painel inferior esquerdo) e K1 (painel inferior direito) obtidos com os resultados do POM-SWIO.

ii) Comparação POM versus Marégrafos

Para avaliar a habilidade do modelo em simular a maré astronômica nas regiões costeiras do SWIO, são comparadas as elevações de maré obtidas a partir da análise harmônica dos dados observados de nível do mar em 12 marégrafos situados em áreas costeiras do SWIO com as elevações de maré derivadas dos resultados do modelo em pontos de grade próximos a estes 12 marégrafos e cujas localizações estão ilustradas na Figura 7.

Para o cálculo das constituintes harmônicas, o ano de 2002 foi selecionado, uma vez que grande parte das estações dispunha de dados para este ano, com exceção das estações E4, E8 e E9, para as quais foram usados os anos 2009, 2005 e 1999, respectivamente.

A Figura 16 apresenta as séries temporais das elevações de maré simuladas e observadas correspondentes ao mês de Fevereiro, para os anos acima referidos, nas 12 estações de marégrafos. As evoluções temporais destas séries cobrem um ciclo completo de maré de sizígia e quadratura. Pela Figura 16 nota-se que as marés na região costeira são dominadas pelas componentes semidiurnas, com a M2 apresentando amplitudes que variam desde 40 cm em Rodrigues (E12) até cerca de 1,7 m em Beira (E3), e a S2 variando entre 0,09 m em Pte des Galets (E10) e Port Louis (E11) até cerca de 0,9 m em Beira. As principais constituintes diurnas (O1 e K1) apresentam amplitudes ainda menores, que variam entre valores perto de 0,01 m até cerca de 0,2 m conforme a Tabela 2.

O modelo conseguiu reproduzir devidamente o regime da maré astronômica em regiões costeiras, tanto em termos de marés de sizígia quanto de quadratura, principalmente, nas estações de Zanzibar, Mombasa, Dzaoudzi, Nosy-Be, Pte des Galets, Port Louis, Rodrigues (Figura 16f a Figura 16l) e Durban (Figura 16a). A maré astronômica reproduzida pelo modelo nestes pontos apresentou boa concordância com as observações, com erros entre $\pm 0,1$ m e $\pm 10^\circ$ para a amplitude e fase, respectivamente, para a componente M2 (Tabela 2).

O desajuste da amplitude entre maré astronômica simulada em relação à observada é evidente em algumas estações localizadas ao longo das águas costeiras de Moçambique, particularmente em Maputo (E2) e Beira (E3) em condições de maré de sizígia (Figura 16b e Figura 16c). Nestas estações, as discrepâncias entre o modelo e as observações podem ser notadas a partir de erros de amplitude relativamente elevados para as principais constituintes semidiurnas, particularmente para a M2 onde os erros de amplitude excedem 0,15 m em (Tabela 2). Nota-se ainda que na maior parte dos casos, o modelo tende a subestimar estas quantidades, apresentando o maior desvio de amplitude (0,32 m) na estação de Beira, o que corresponde a 18% da amplitude M2 observada neste ponto.

Os erros da amplitude para a componente semidiurna S2 estão entre -0,09 e 0,09 m em todas as estações, enquanto a fase apresentou erros entre $\pm 10^\circ$ em todas as estações, exceto para em Maputo (E2) e Beira (E5) que apresentaram erros de fase superiores a 15° em módulo (Tabela 2). As componentes diurnas O1 e K1 apresentam erros de amplitude que não excedem os 5 cm em todas as estações, conforme a Tabela 3.

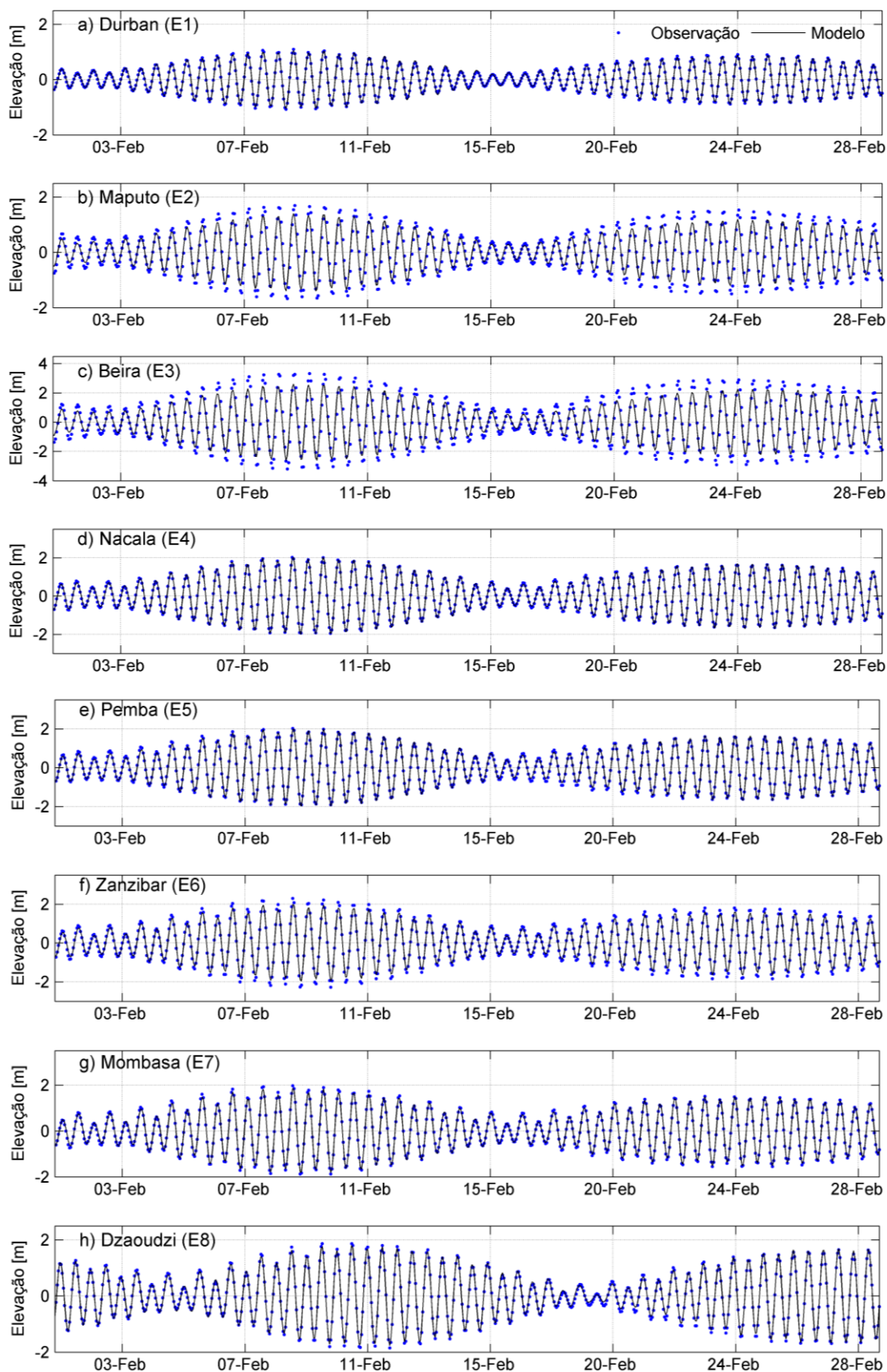


Figura 16: Comparação das elevações de maré simulada (linha sólida) e observada (pontos azuis) para as 12 estações de marégrafos localizadas ao longo do SWIO. Note que a escala do eixo vertical varia de uma figura à outra.

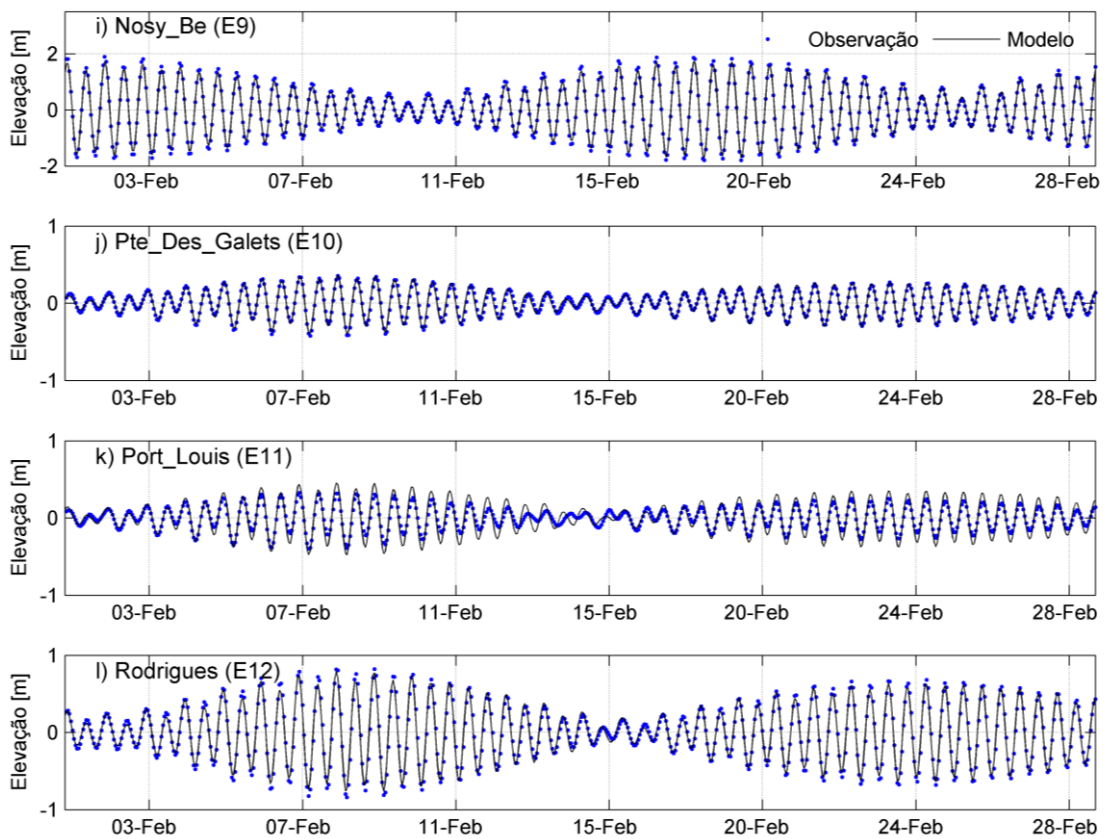


Figura 16: Continuação.

O modelo apresentou uma boa correspondência em termos de representação espacial das feições de larga escala das amplitudes e fases das principais constituintes harmônicas de maré em relação ao TPXO7.1; além disso, apresentou boa concordância com os níveis de maré obtidos a partir dos dados de marégrafos na maior parte das estações costeiras aqui consideradas. Contudo, os resultados do modelo mostraram algumas deficiências em representar a deformação da maré na costa de Moçambique, onde a plataforma é relativamente larga.

As componentes semidiurnas de maré tendem a ser amplificadas ao longo de plataformas continentais largas em regiões costeiras localizadas em latitudes baixas e médias (Clarke & Bastisti, 1981), tal como acontece no caso de Moçambique. As subestimativas do modelo em relação as principais constituintes semidiurnas, M2 e S2, nas regiões costeiras Moçambique podem ser atribuídas à resolução horizontal da grade do POM-SWIO (~17 km) que não é suficientemente fina para resolver de forma detalhada as características locais como feições topográficas e linha de costa; e deste modo, não é capaz de representar adequadamente a deformação das marés em águas pouco profundas. Embora a resolução horizontal do TPXO7.1 (~25 km) seja ainda menor que a do POM-SWIO, é importante ressaltar que o

TPXO7.1 possui assimilação de dados (Egbert & Erofeeva, 2002), o que faz com que apresente melhor desempenho em relação ao POM-SWIO no qual os dados observados não foram assimilados. É também importante mencionar que os marégrafos localizados ao longo da costa de Moçambique localizam-se no interior de baías e/ou estuários e canais e esses locais são tampouco resolvidos pela grade do modelo.

Tabela 2: Amplitudes (m) observada e erros (modelo menos observação) das amplitudes e fases (°) das principais constituintes semidiurnas de maré astronômica.

| Estação | M2 | | | S2 | | |
|-------------------|---------------------|-----------|---------|---------------------|-----------|---------|
| | Amplitude observada | Erro | | Amplitude observada | Erro | |
| | | Amplitude | Fase | | Amplitude | Fase |
| E1 (Durban) | 0,558 | +0,001 | +3,610 | 0,313 | +0,009 | +4,970 |
| E2 (Maputo) | 0,925 | -0,181 | -17,260 | 0,536 | -0,085 | -20,320 |
| E3 (Beira) | 1,706 | -0,317 | -15,770 | 0,887 | -0,041 | -17,800 |
| E4 (Nacala) | 1,218 | +0,038 | +3,230 | 0,577 | +0,044 | -6,880 |
| E5 (Pemba) | 0,944 | +0,169 | +7,880 | 0,499 | +0,089 | +7,380 |
| E6 (Zanzibar) | 1,198 | -0,098 | +4,130 | 0,610 | -0,058 | +4,820 |
| E7 (Mombasa) | 1,032 | -0,015 | +1,410 | 0,517 | -0,013 | +1,940 |
| E8 (Dzaoudzi) | 1,018 | -0,029 | -1,780 | 0,520 | +0,011 | +4,150 |
| E9 (Nosy-Be) | 1,113 | -0,068 | +1,100 | 0,563 | -0,040 | +0,800 |
| E10 (Pte. Galets) | 0,178 | -0,005 | -2,950 | 0,094 | +0,018 | -7,660 |
| E11 (Port Louis) | 0,143 | +0,074 | -16,680 | 0,093 | +0,053 | -0,890 |
| E12 (Rodrigues) | 0,403 | -0,023 | -12,970 | 0,250 | -0,003 | -9,020 |

Tabela 3: Amplitudes (m) observada e erros (modelo menos observação) das amplitudes e fases (°) das principais constituintes diurnas de maré astronômica.

| Estação | O1 | | | K1 | | |
|-------------------|---------------------|-----------|---------|---------------------|-----------|---------|
| | Amplitude observada | Erro | | Amplitude observada | Erro | |
| | | Amplitude | Fase | | Amplitude | Fase |
| E1 (Durban) | 0,017 | +0,001 | -6,190 | 0,054 | -0,002 | +5,560 |
| E2 (Maputo) | 0,022 | +0,003 | -20,860 | 0,038 | +0,006 | -2,160 |
| E3 (Beira) | 0,065 | -0,020 | -11,640 | 0,012 | -0,014 | +59,090 |
| E4 (Nacala) | 0,082 | -0,022 | -14,540 | 0,153 | -0,015 | -0,310 |
| E5 (Pemba) | 0,073 | -0,007 | -6,890 | 0,115 | +0,001 | -2,590 |
| E6 (Zanzibar) | 0,118 | -0,028 | -14,430 | 0,191 | -0,025 | +0,090 |
| E7 (Mombasa) | 0,119 | -0,022 | -17,030 | 0,198 | -0,025 | -1,690 |
| E8 (Dzaoudzi) | 0,107 | -0,032 | -11,040 | 0,144 | -0,006 | -11,220 |
| E9 (Nosy-Be) | 0,082 | -0,031 | -4,520 | 0,134 | -0,017 | -0,460 |
| E10 (Pte. Galets) | 0,036 | -0,004 | +6,570 | 0,057 | -0,011 | +3,760 |
| E11 (Port Louis) | 0,044 | -0,010 | +17,380 | 0,064 | -0,008 | +28,530 |
| E12 (Rodrigues) | 0,039 | +0,005 | +6,730 | 0,057 | +0,019 | +12,560 |

4.1.1.4. Marés meteorológicas

A avaliação geral do desempenho do modelo em simular as marés meteorológicas na região de estudo é feita comparando as séries modeladas com as correspondentes observações. A Figura 17 apresenta um diagrama de Taylor (Figura 17a) e um diagrama polar para valores de RMSE e índice de concordância (*skill*) (Figura 17b) nas 12 estações costeiras ao longo do SWIO para o período de dados indicado pela Figura 8 em cada estação.

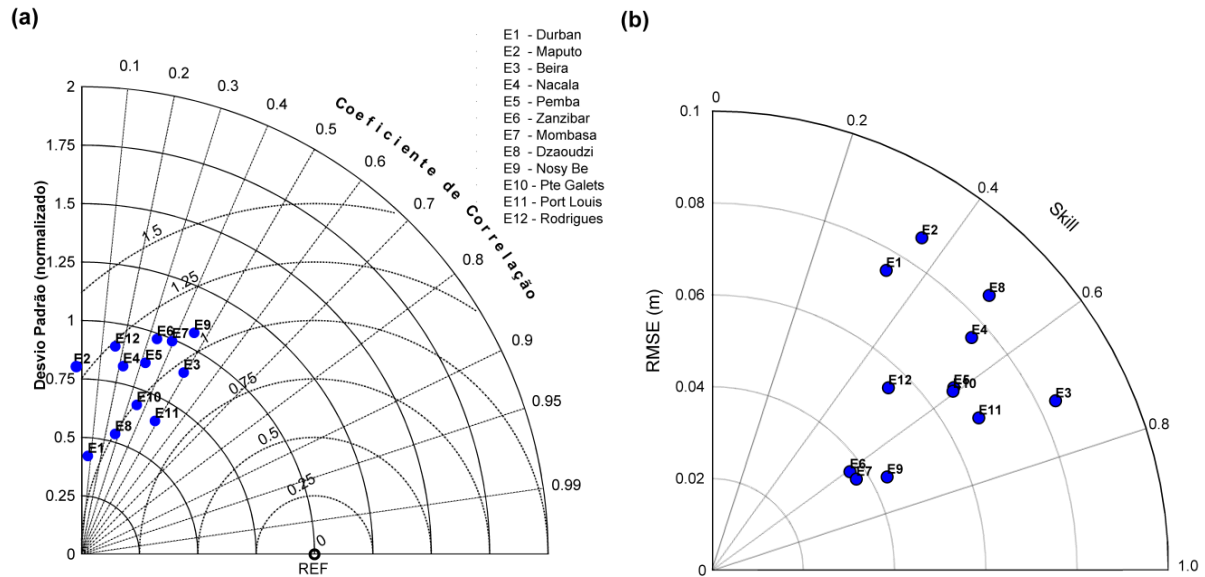


Figura 17: Comparação das séries filtradas do nível do mar (modelada e observada) através de um (a) diagrama de Taylor e (b) diagrama polar de valores conjuntos de RMSE e *Skill* nas 12 estações costeiras ilustradas na Figura 7.

O diagrama de Taylor mostra que em maior parte das regiões costeiras os resultados modelados possuem valores de desvio padrão normalizado abaixo de 1, o que sugere que as simulações apresentam uma variabilidade menor que a observada, com a estação de Durban a apresentar o menor desvio padrão normalizado (inferior a 0,5) se comparada com sua correspondente série temporal observada. O coeficiente de correlação apresenta valores modestos sendo que os mais elevados encontram-se próximos de 0,5 e podem ser vistos em regiões como Beira (E3) e Port Louis (E11) e os menores valores em Durban (E1) e Maputo (E2) (Figura 17a). Pelo digrama polar se pode notar que os menores valores de RMSE (inferiores a 0,05 m) e valores de *skill* relativamente altos (superiores a 0,6) podem ser vistos nas estações de Zanzibar (E6), Mombasa (E7) e Nosy-Be (E9), localizadas na parte norte do domínio, o que indica que as simulações apresentaram melhor desempenho nestes locais. Com exceção de Durban (E1) e Maputo (E2), o modelo apresentou um desempenho razoável nas regiões restantes costeiras, com valores de RMSE entre 0,05 e 0,085 m e *skill* variando entre aproximadamente 0,5 a 0,7. Novamente, fraco desempenho das simulações (*skill* inferior

a 0,4 e RMSE superior a 0,7 m) é evidente nas estações localizadas mais ao sul, Durban (E1) e Maputo (E2) (Figura 17b).

O fraco desempenho do modelo em Durban não é surpreendente uma vez que este ponto localiza-se próximo à borda aberta ao sul do domínio, de modo que, a solução do modelo neste ponto pode ser facilmente afetada pela proximidade do contorno aberto. Adicionalmente, a localização deste ponto próximo à borda não permite a geração de pista suficiente para representar de forma adequada a forçante atmosférica, uma das razões pela qual a variabilidade encontra-se subestimada pelo modelo nesse ponto. Embora a razão do fraco desempenho das simulações para Maputo (E2) não esteja muito claro, o mais provável é que não haja uma representação realista da batimetria local. Novamente, a estação de Maputo situa-se em estuário localizado no interior de uma baía que não é resolvida pela grade do modelo.

4.1.2 Avaliação das simulações para eventos de interesse

O desempenho do modelo em simular as marés meteorológicas associadas a eventos extremos específicos é avaliado comparando os níveis de água simulados com níveis de água observados, relacionados à passagem de alguns ciclones tropicais. A escolha dos eventos extremos específicos foi feita em função da disponibilidade dos dados observados. Na Figura 18 estão indicadas as trajetórias dos sistemas usados para validar as simulações.

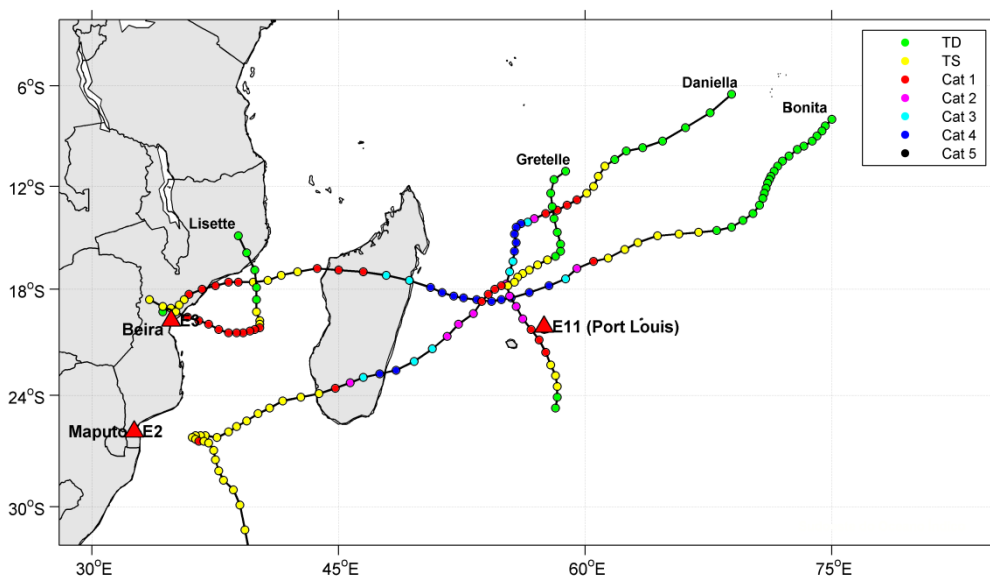


Figura 18: Trajetória dos ciclones tropicais selecionados para validar o modelo em termos de marés meteorológicas. Os pontos em cores indicam a intensidade do ciclone na escala de Saffir-Simpson. As informações usadas para plotar as trajetórias foram obtidas da página do JTWC (*Joint Typhoon Warning Center*; <http://www.usno.navy.mil/JTWC/>).

4.1.2.1. Ciclone tropical Bonita (1996)

O ciclone tropical Bonita foi um sistema de longa duração e de categoria 4 que atingiu as regiões costeiras de Madagascar e Moçambique em Janeiro de 1996. O Bonita iniciou-se como distúrbio tropical na região nordeste do SWIO (8°S , 75°E) no final de 31 de Dezembro de 1996. Fez sua trajetória para oeste-sudoeste nos 7 dias seguintes com fraco desenvolvimento, até que experimentou uma rápida intensificação (de tempestade tropical para ciclone tropical de categoria 4 em menos de 24h), e seguiu em direção ao continente atingindo a região nordeste de Madagascar à 0000 UTC de 11 de Janeiro de 1996 com vento máximo sustentado de 59 m/s (categoria 4). Após atravessar Madagascar, Bonita emergiu no Canal de Moçambique às 0600 UTC do dia 12 de Janeiro, significativamente enfraquecido (com vento máximo sustentado de 23 m/s), seguindo para oeste-sudoeste e se intensificando novamente enquanto deslocava-se para oeste em direção região central da costa de Moçambique. O ciclone atingiu a costa de Moçambique, ao norte da estação da Beira (E3), à 0000 UTC do dia 14 de Janeiro com vento máximo sustentado equivalente a 36 m/s (categoria 1).

A maré meteorológica, observada e simulada, associada ao ciclone tropical Bonita na estação da Beira (E3) está ilustrada pela na Figura 19. A elevação máxima do nível do mar computada pelo modelo foi de 0,5 m às 0000 UTC do dia 14 de Janeiro, que está em boa concordância com nível do mar observado (0,58 m), porém nota-se uma diferença de fase em relação ao pico máximo de ocorrência, sendo que no modelo o máximo ocorreu 5h antes em relação à observação.

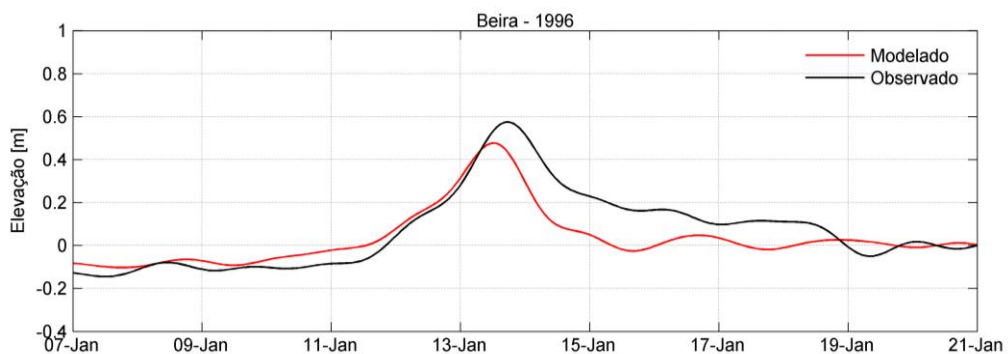


Figura 19: Séries residuais do nível de água observado (linha preta) e modelado (linha vermelha) em Beira (E3), entre os dias 07 e 21 de Janeiro de 1996.

4.1.2.2. Ciclone tropical Lisette (1997)

O ciclone tropical Lisette iniciou-se como uma depressão tropical que se desenvolveu sobre a região continental no norte de Moçambique as 1800 UTC do dia 25 de Fevereiro de 1997, com seu centro em 14,9°S e 38,9°E. A depressão fez sua trajetória para o sul em direção à região central do canal de Moçambique nos dois dias subsequentes com ligeira intensificação. Seu centro situava-se em 20,3°S e 39,9°E às 0000 UTC de 28 de Fevereiro e o vento máximo estimado estava em torno de 33 m/s (categoria 1). Daí em diante, o sistema tomou seu curso para oeste-noroeste em direção a costa central de Moçambique com fraca intensificação do vento máximo e sem ultrapassar a categoria 1 até penetrar o continente à 0000 UTC do dia 02 de Março com o centro do ciclone (19,6°S e 35,8°E) próximo a estação da Beira (E3) com vento máximo sustentado estimado de 39 m/s.

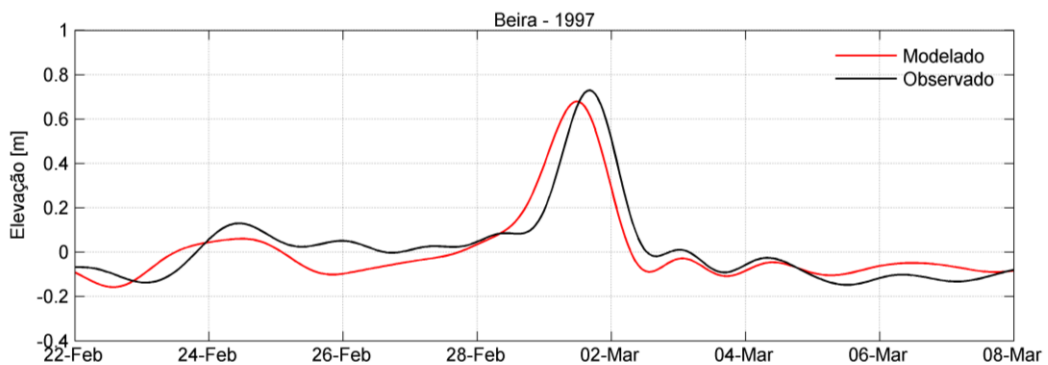


Figura 20: Séries residuais do nível de água observado (linha preta) e modelado (linha vermelha) em Beira (E3), entre os dias 22 de Fevereiro e 08 de Março de 1996.

Os níveis de água observados e modelados relacionados ao ciclone tropical Lisette estão representados na Figura 20. O pico máximo de ocorrência observado foi de 0,73 m as 0300 UTC do dia 02 de Março enquanto o modelo reproduziu 0,68 m acima do nível médio do mar, subestimação de 0,05 m correspondente a 7% do pico máximo observado; além do modelo ter reproduzido máximo com uma antecipação de 5h em relação à observação.

4.1.2.3. Ciclone tropical Gretelle (1997)

O Gretelle foi um ciclone tropical de categoria 4 que afetou a regiões sul de Madagascar e Moçambique na segunda quinzena de Janeiro de 1997. O sistema foi identificado como uma depressão tropical à 0000 UTC do dia 18 Janeiro de 1997, com seu centro localizado em 11,1°S e 58,8°E. Tornou-se uma tempestade tropical às 0600UTC do dia 20 de Janeiro enquanto se deslocava para sul/sudoeste em direção a costa de Madagascar. Durante seu curso para sudeste, o sistema continuou se intensificando nos dias subsequentes até que penetrou na

costa sudeste de Madagascar às 1200UTC do dia 24 de Janeiro com vento máximo sustentado de 59 m/s (categoria 4). O ciclone desintensificou significativamente enquanto atravessava Madagascar, tendo penetrado no canal de Moçambique com categoria de tempestade tropical à 0000UTC de 26 de Janeiro e continuando a seguir para oeste-sudoeste sem intensificação significativa. O Gretelle não penetrou na costa de Moçambique mas seu centro esteve relativamente próximo região costeira do sul de Moçambique no dia 28 de Janeiro.

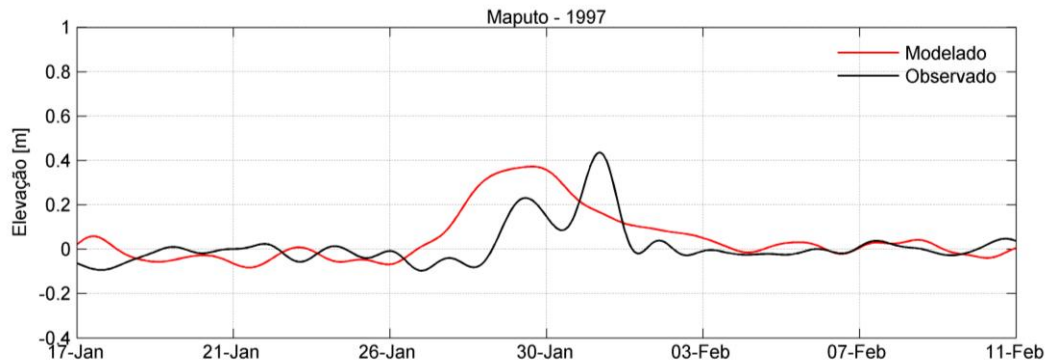


Figura 21: Séries residuais do nível de água observado (linha preta) e modelado (linha vermelha) em Maputo (E2), entre os dias 17 de Janeiro e 11 de Fevereiro de 1997.

Embora o Gretelle não tenha penetrado a região continental de Moçambique, os níveis de água observados mostram que o ciclone produziu uma sobre-elevação no nível médio do mar cujo pico máximo de ocorrência atingiu 0,43 m às 1500 UTC do dia 31 de Janeiro, porém, este pico foi antecedido de um outro de amplitude menor (0,23 m) às 1600 UTC do dia anterior. O modelo reproduziu sobre-elevação do nível médio do mar entre os dias 26 e 29 de Janeiro, com o pico máximo de ocorrência de 0,37 m as 1600 UTC do dia 29 (Figura 21).

4.1.2.4. Ciclone tropical Daniella (1996)

A gênese do ciclone tropical Daniella ocorreu na região nordeste do SWIO (6,5°S, 68,9°E) às 1200UTC do dia 01 de Dezembro de 1996. O sistema seguiu uma trajetória para sudoeste enquanto se intensificava nos dias subsequentes até atingir o seu pico de intensidade (categoria 4) às 1800 UTC do dia 05 de Dezembro, quando o centro do ciclone estava situado em 14,2°S e 56,1°E. Deste ponto em diante, o sistema iniciou sua trajetória para sul. O centro do ciclone Daniella passou entre ilhas Reunião e Maurícias ao longo de 08 de Dezembro enquanto o sistema ia se enfraquecendo à medida que se deslocava mais para o sul, até que se dissipou no dia 10 de Janeiro.

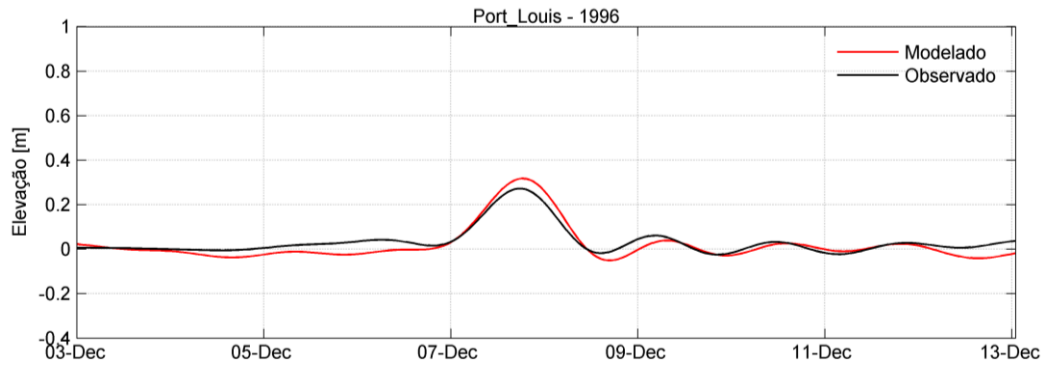


Figura 22: Séries residuais do nível de água observado (linha preta) e modelado (linha vermelha) em Port Louis (E11), entre os dias 03 e 12 de Dezembro de 1996.

De acordo com as observações na estação Port Louis (E11; Figura 22) o ciclone tropical Daniella produziu uma sobre-elevação no nível do médio do mar de aproximadamente 0,27 m as 0900 UTC do dia 08 de Dezembro de 1996, que é consistente com o nível reproduzido pelo modelo (0,32 m) às 1000 UTC do mesmo dia.

Considerando as séries temporais completas ilustradas na Figura 23, para os quatro casos, embora o coeficiente de correlação seja ligeiramente baixo (inferior a 0,6), outras métricas estatísticas como o RMSE (inferior a 0,1 m) e *Skill* (superior a 0,5) sugerem uma boa performance do modelo. Adicionalmente, analisando visualmente as séries temporais pode se notar que, com pequenas exceções, os resultados do modelo apresentam um padrão de variabilidade do nível médio do mar bastante similar ao observado, sugerindo que as simulações foram capazes de captar não apenas as marés meteorológicas geradas por ciclones tropicais, mas também aquelas geradas por ciclones extratropicais, como são os casos, por exemplo, dos picos secundários nas estação Beira no dia 18 de Julho de 1996 (Figura 23a) e nos dias 06 de Julho e 20 de Dezembro de 1997 (Figura 23d) que estiveram associados à passagem de sistemas frontais (os campos de vento e divergência de umidade ilustrados na Figura 24 mostram a passagem dos sistemas frontais que causaram a sobre-elevação no nível do mar nos dias 06 de Julho e 20 de Dezembro de 1997 na estação da Beira). Contudo, estes resultados eram esperados uma vez que, embora menos intensos, os ciclones extratropicais possuem dimensões maiores que os tropicais, e assim, possuem melhor representação pela forçante atmosférica.

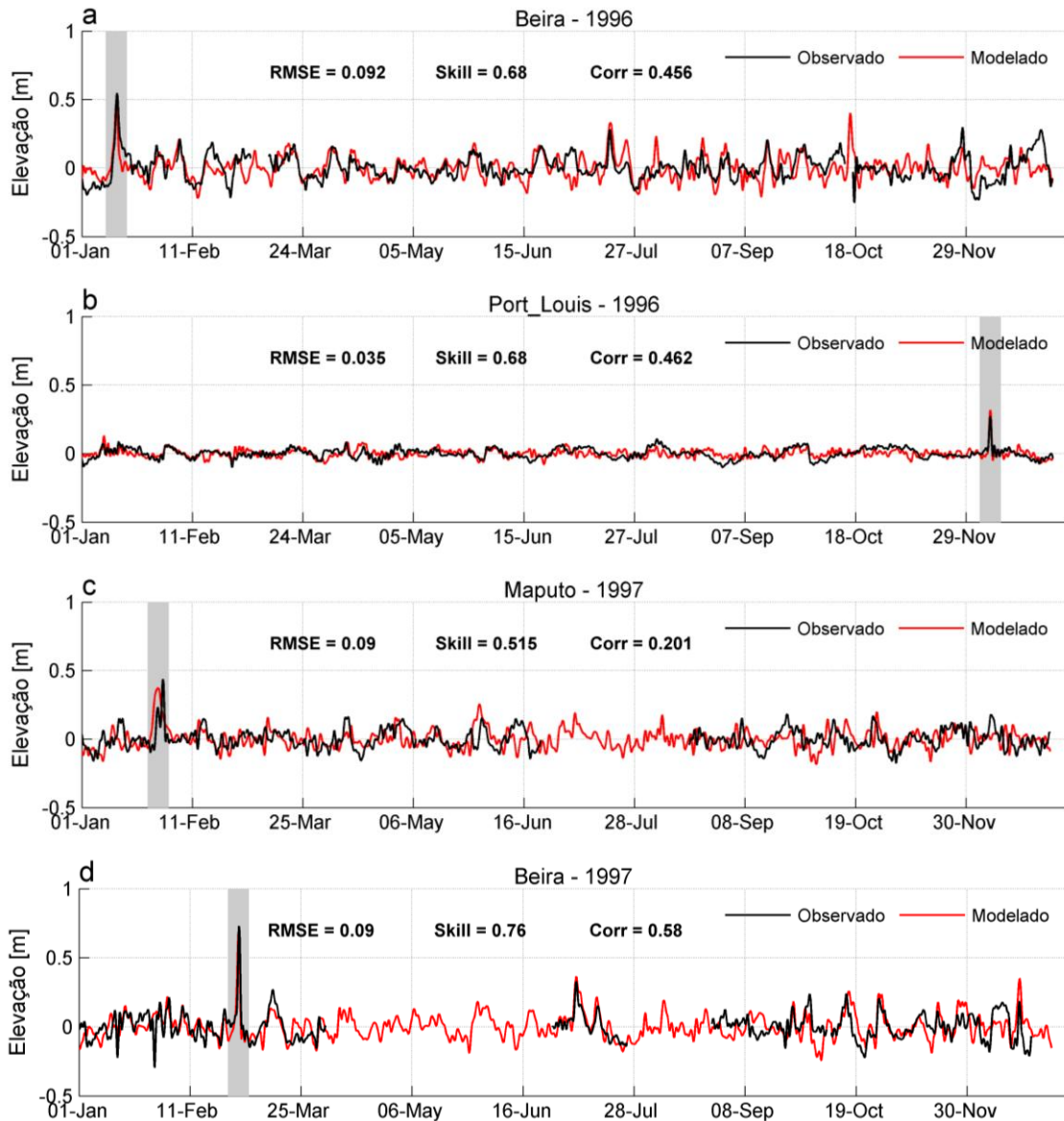


Figura 23: Séries residuais do nível de água observado (linha preta) e modelado (linha vermelha) em três estações, correspondentes aos anos (1996 e 1997) em que ocorreram os eventos de interesse para a validação do modelo. As áreas sombreadas indicam os picos associados aos ciclones tropicais considerados.

Nesta subsecção foi avaliada a capacidade do modelo em reproduzir o nível médio do mar, durante a passagem de 4 ciclones tropicais, comparando os resultados simulados com informações do nível do mar registradas por marégrafos. Os resultados mostraram que o modelo foi capaz de reproduzir, de forma satisfatória, as sobre-elevações do nível do mar associadas a esses eventos, bem como conseguiu captar a variabilidade do nível médio do mar associada a sistemas frontais na costa de Moçambique (RMSE menor que 0,1 m e *Skill* superior a 0,5). Se comparados com os poucos trabalhos que estimaram as amplitudes das marés meteorológicas na região do sudoeste do Índico (e.g. Naeraa & Jury, 1998; Chang-Seng

& Jury, 2010), os valores reproduzidos pelo POM-SWIO revelam-se menores, contudo, importa referir que esses trabalhos não foram validados.

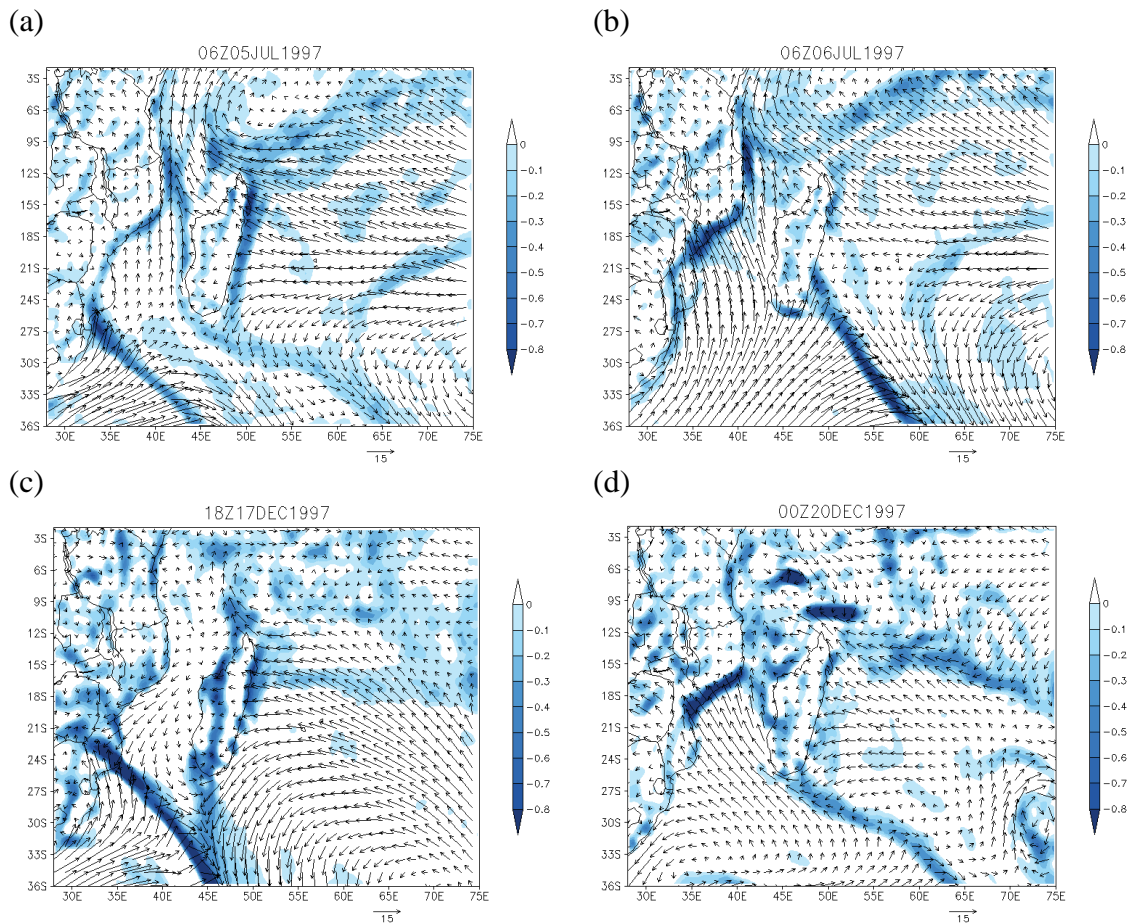


Figura 24: Vento (ms^{-1}) e divergência do fluxo de umidade (10^{-6} s^{-1}) em 1000 hPa ilustrando a passagem de sistemas frontais durante o mês de Julho (a e b) e Dezembro (c e d) de 1997.

Apesar de apresentar boa concordância, as simulações tendem a subestimar ligeiramente (erros inferiores a 0,1 m) os picos máximos de ocorrência associados às marés meteorológicas além de apresentar um ligeiro adiantamento na fase da onda, como ocorreu nos casos dos ciclones Bonita, Lisette e Daniella. Uma explicação provável para esta subestimativa dos picos das marés meteorológicas é o fato de a forçante atmosférica dada pelo CFSR não possuir resolução espacial suficiente para resolver adequadamente os ciclones tropicais e, deste modo, tende a subestimar a magnitude do vento associado a esses sistemas, tal como apontam os trabalhos de Zhang & Sheng (2013) para as regiões costeiras do oeste do Atlântico Norte e Zhang & Sheng (2015) para costa noroeste do oceano Pacífico. Outra possível causa para a subestimativa dos picos das marés meteorológicas pode ser a não inclusão da descarga fluvial nas simulações, e assim o modelo não é capaz de representar a sobre-elevação do nível de água devido ao aprisionamento da drenagem continental promovida pelos rios, tal como foi exposto na seção 2.3.1, sobre a região costeira de

Moçambique, particularmente a central, desembocam rios que são importantes fontes de água doce na região. Com relação ao adiantamento da fase da maré meteorológica modelada, é provável também que (i) a reanálise atmosférica reproduza a forçante meteorológica ligeiramente mais adiantada em relação ao que realmente foi observado ou (ii) que a velocidade fase da onda não esteja sendo devidamente resolvida pelo modelo oceânico pois a resolução horizontal de grade não permite a representação mais adequada da plataforma continental.

4.1.3 Influência da maré astronômica e da pressão

As marés astronômicas podem afetar as marés meteorológicas através de interações não lineares em águas pouco profundas. Diversos estudos mostraram que estas interações são importantes e contribuem de forma significativa na modulação da amplitude das marés meteorológicas em várias regiões costeiras. Por exemplo, Horsburgh & Wilson (2007) notaram que, no mar do Norte (ao longo da costa do Reino Unido), os picos das marés meteorológicas tendem a evitar os níveis de maré astronômica elevados, ocorrendo na maior parte dos casos entre 3 a 5 horas antes das preamares. Os resultados de Horsburgh & Wilson (2007), para o mar do Norte, e de Rego & Li (2010), para o Golfo do México, mostraram que os picos da maré meteorológica tendem a ser reduzidos quando estes coincidem com as preamares e amplificados quando coincidem com baixa-mares.

Por outro lado, considerando que as marés meteorológicas são geradas por sistemas atmosféricos de baixa pressão (ciclones tropicais e extratropicais), o correspondente abaixamento de pressão no centro do sistema pode ser importante em certos casos. Por exemplo, Olbert & Hartnett (2010) quantificaram a contribuição da pressão na amplitude das marés meteorológicas ao longo da costa da Irlanda e obtiveram que o efeito do barômetro invertido correspondia a mais de 80% da amplitude da maré meteorológica ao longo do mar Celta e cerca de 55% ao longo da costa Britânica no mar da Irlanda.

Os ciclones tropicais Bonita (1996) e Lisette (1997), usados para validar o modelo na seção anterior, penetraram o continente região central da costa de Moçambique. Esta região apresenta uma das maiores marés astronômicas da região, com alturas que podem atingir até 7 m em preamares de sizígia. Considerando um abaixamento de pressão entre 15 a 20 hPa nestes dois casos, nesta seção é avaliada a contribuição da pressão bem como dos termos não lineares da interação maré astronômica-maré meteorológica.

Tabela 4: Forçantes consideradas em cada um dos quatro experimentos numéricos.

| Forçante | expA | expB | expC | expD |
|-------------------------|------|------|------|------|
| Vento e Fluxos | ✓ | ✓ | ✓ | ✓ |
| Maré Astronômica | ✓ | ✓ | | |
| Pressão no nível do mar | ✓ | | ✓ | |

De modo determinar como a maré astronômica e a pressão afetaram a amplitude da maré meteorológica nos casos dos ciclones tropicais Bonita e Lisette, quatro experimentos numéricos (expA, expB, expC e expD) foram conduzidos, combinando diferentes forçantes, conforme a Tabela 4.

No experimento de controle expA, usado anteriormente para validar as simulações, o modelo foi forçado com todas as forçantes disponíveis. O experimento expB é semelhante ao expA, exceto que as marés astronômicas não foram consideradas no campo de forçantes. O expC também é semelhante ao expA, exceto que neste a pressão atmosférica (gradiente de pressão) não foi incluída no campo de forçantes. Por fim, no experimento expD o modelo é forçado apenas com vento e fluxo e todas demais forçantes foram excluídas. Uma vez que estávamos interessados apenas nas séries residuais (maré meteorológica), para remover o sinal da maré astronômica nos experimentos em que ela está presente (expA, e expB), uma simulação adicional foi feita na qual o modelo é forçado apenas com a maré astronômica; deste modo o sinal da maré astronômica pode ser removido usando a própria simulação do modelo ao invés de aplicar a análise harmônica ou um filtro passa-baixa.

Para isolar a contribuição da maré astronômica e da pressão atmosférica na altura das marés meteorológicas, o método de separação de fatores em simulações numéricas proposto por Stein & Alpert (1993) foi usado. Este método consiste em isolar os campos resultantes devido a interações entre fatores usando combinação linear de um certo número de simulações numéricas.

Aplicando o método para isolar a contribuição de dois fatores (maré astronômica e pressão) fica:

$$r1 = \text{expA} - \text{expC} \quad (4.1)$$

$$r2 = \text{expC} - \text{expD} \quad (4.2)$$

$$r3 = \text{expA} - (\text{expB} + \text{expC}) + \text{expD} \quad (4.2)$$

sendo r_1 o termo de contribuição devido à inclusão da maré astronômica, r_2 o termo de contribuição de devido à inclusão da pressão e r_3 o termo de contribuição devido a inclusão da maré astronômica e da pressão (em simultâneo).

Os resultados da comparação entre os experimentos em termos da amplitude da maré meteorológica e dos termos de contribuição são apresentados na Figura 25, enquanto os resultados da comparação de cada experimento em relação à observação são apresentados na Tabela 5. Pela Tabela 5 nota-se que considerando menos forçantes nas simulações, o modelo tende a subestimar a amplitude da maré meteorológica. O experimento controle (expA) apresentou melhor concordância com as observações enquanto o experimento sem a maré astronômica e sem a pressão apresentou o maior desvio da observação para ambos os casos de estudo (Tabela 5).

Considerando que o experimento de controle apresenta melhor concordância com a observação, na Figura 25 é feita a comparação entre os experimentos de sensibilidade, tendo como referência o controle (expA). Os resultados mostram que depois do vento, a pressão apresentou maior contribuição na amplitude da maré meteorológica associada aos ciclones tropicais Bonita e Lisette, com seu termo de contribuição atingindo cerca de 0,1 m para o ciclone tropical Bonita (Figura 25c) e 0,12 m para o Lisette (Figura 25d). Isto significa que a não inclusão da pressão atmosférica como forçante, as simulações das marés meteorológicas teriam sido subestimadas em cerca de 20,8% no caso do Bonita e 16,3% no Lisette em relação às correspondentes simulações controle.

Tabela 5: Erro de pico de cada experimento em relação a observação (modelo menos observação).

| Ciclone Tropical | Erro de pico (m) | | | |
|---------------------|------------------|-------|-------|-------|
| | expA | expB | expC | expD |
| Bonita | -0,06 | -0,16 | -0,10 | -0,20 |
| Lisette | -0,05 | -0,17 | -0,11 | -0,23 |

A maré mostrou uma contribuição positiva durante a ocorrência do pico máximo da maré meteorologia, com o termo r_1 atingindo cerca de 0,05 m em ambos os ciclones tropicais, sugerindo que a maré astronômica agiu no sentido de incrementar o pico da maré meteorológica. Excluindo a maré astronômica e a pressão (expD) os picos associados ao Bonita e ao Lisette foram subestimados em torno de 30% (0,14 m) e 31% (0,23 m) em cada caso, respectivamente. Os resultados dos experimentos mostraram ainda, que embora seja muito menor, existiu uma contribuição devida a inclusão simultânea da maré astronômica e da

pressão nas simulações (termo r_{12}), e que possuía valores positivos próximo do pico da maré meteorológica.

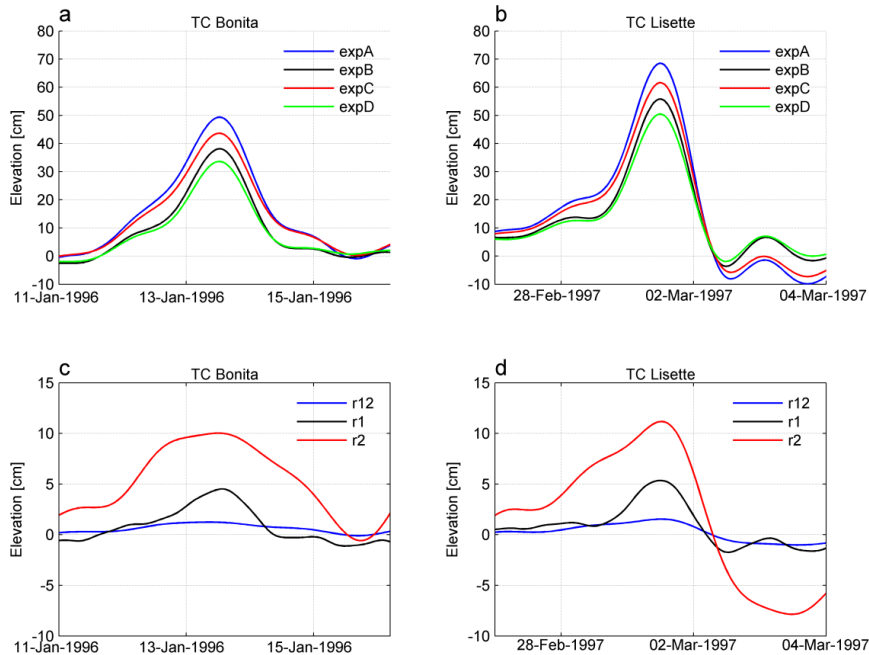


Figura 25: Altura da maré meteorológica dos 4 experimentos e os termos de contribuição derivados desses experimentos para os do ciclone tropical Bonita (a e c) e Lisette (b e d).

Considerando os experimentos numéricos para avaliar a contribuição da maré astronômica e da pressão nos picos das marés meteorológicas associados aos ciclones tropicais Bonita e Lisette, os resultados mostraram que a inclusão destas forçantes melhorou as marés meteorológicas estimadas pelo modelo, o que de certa forma era esperado. Os resultados também mostraram que depois do vento, a pressão atmosférica apresentou uma contribuição significativa na altura das marés meteorológicas, contribuindo com cerca de 20% e 16% do pico máximo durante os ciclones Bonita e Lisette respectivamente, superando a contribuição das marés astronômicas por um fator de 2. Apesar destes dois ciclones tropicais terem penetrado no continente pela região central da costa de Moçambique, onde as marés astronômicas apresentam as maiores amplitudes ao longo da costa Africana, o termo de contribuição da maré astronômica foi positivo porém pouco significativo. Contudo, vale lembrar que as amplitudes das marés meteorológicas na costa de Moçambique são subestimadas pelo modelo, principalmente na região central, e as causas desta subestimação da amplitude das marés astronômicas, como referido anteriormente, podem ser a resolução espacial adotada, insuficiente para representar os estuários e embaixamentos bem como a inadequada representação da batimetria local, necessária para resolver de forma adequada a

dinâmica das marés. Rego & Li (2010) mostraram que um aumento de 4 m na profundidade do meio pode ser suficiente para reduzir os efeitos da interação não linear na ordem de 41% da amplitude da maré astronômica ao longo da costa da Louisiana no Golfo do México. Portanto, se a batimetria não está devidamente representada na região central de Moçambique, muito provavelmente as interações não-lineares também não estarão representadas.

4.2 Caracterização das marés meteorológicas modeladas

4.2.1 Histogramas de ocorrências

A seguir são apresentados os histogramas de ocorrências totais obtidos a partir das séries de marés meteorológicas (séries filtradas do nível do mar), e normalizados em relação ao nível médio do mar (Figura 26). Para cada estação o nível médio do mar foi definido como sendo a média aritmética de toda a série filtrada. As ocorrências são apresentadas entre valores que variam de - 0,5 m a 0,5 m em relação à média e considerando intervalos de 0,02 m.

Observa-se que em todos os pontos os histogramas apresentam curvas próximas à distribuição normal (Gaussiana). A estação da Beira apresenta a distribuição com o histograma mais largo (Figura 26c), revelando ocorrência de maior número de eventos tanto positivos quanto negativos. A partir deste ponto (Beira) ocorre uma diminuição gradual do número de ocorrências de eventos extremos, tanto em direção ao norte quanto ao sul. Os histogramas mais estreitos indicam menor variabilidade do nível médio do mar; e estes são os casos principalmente dos histogramas correspondentes às estações localizadas nas regiões costeiras insulares do SWIO como Dzaoudzi, Pte des Galets e Port Louis (Figura 26h, Figura 26j e Figura 26k, respectivamente).

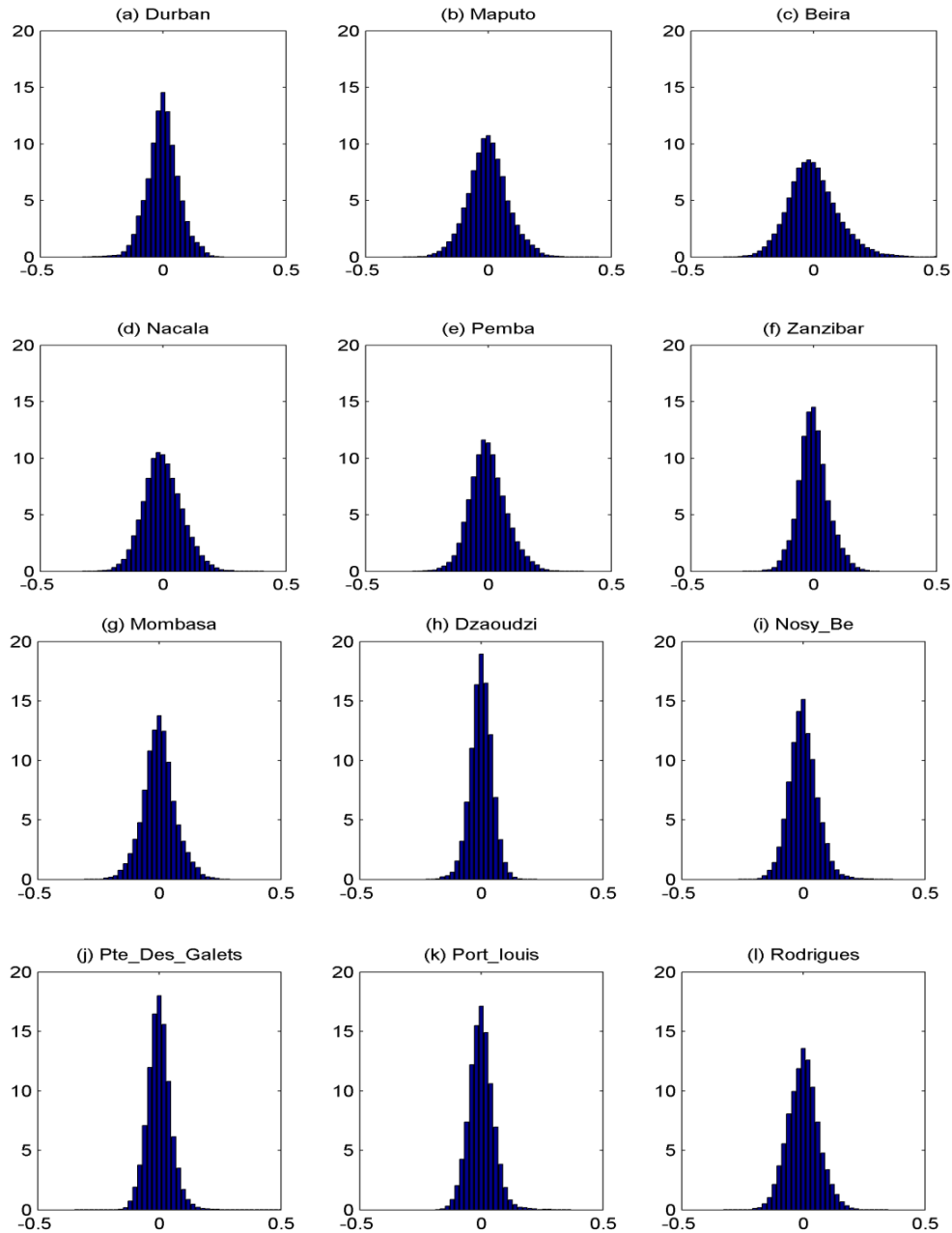


Figura 26: Histograma de ocorrências totais de marés meteorológicas modeladas em 12 estações costeiras ao longo do SWIO.

4.2.2 Valores extremos dos níveis residuais

4.2.2.1. Estimativa dos parâmetros da GEV

Apesar de conter informações de longo período (1979-2010), os gráficos ilustrados na Figura 26 apresentam pouca informação sobre os extremos. Na Figura 27 são apresentados os valores máximos anuais das séries residuais modeladas em quatro estações selecionadas: Maputo (E1), Beira (E2), Mombasa (E7) e Pte Des Galets (E10). As estações de Mombasa e Maputo estão localizadas nas partes norte e sul do domínio respectivamente, enquanto as

outras duas (Beira e Pte Des Galets) foram selecionadas por apresentarem os valores máximos anuais com os picos mais elevados.

Os menores valores anuais ocorrem na estação de Mombasa (Figura 27c) e não excedem 0,3 m; neste ponto, localizado na parte norte do domínio, é rara a ocorrência de eventos meteorológicos capazes de causar variação significativa no nível médio do mar. Os maiores valores de máximos anuais ocorrem em Beira (Figura 27b), onde todos os valores encontram-se acima do percentil de 99% (0,3 m). Neste ponto, o máximo anual mais elevado (0,68 m) ocorreu em 1997 e é justamente o pico associado à ocorrência do ciclone tropical Lisette. Na estação Pte des Galets, aproximadamente metade dos valores máximos anuais acima do percentil de 99% (0,17 m), e maior parte destes não excedem 0,3 m (Figura 27d). Esta estação apresentou três eventos de máximos anuais expressivos nos anos 1986, 1993 e 2007 que atingiram, respectivamente, 0,45 m, 0,42 m e 0,66 m e estiveram associados à ocorrência de ciclones tropicais.

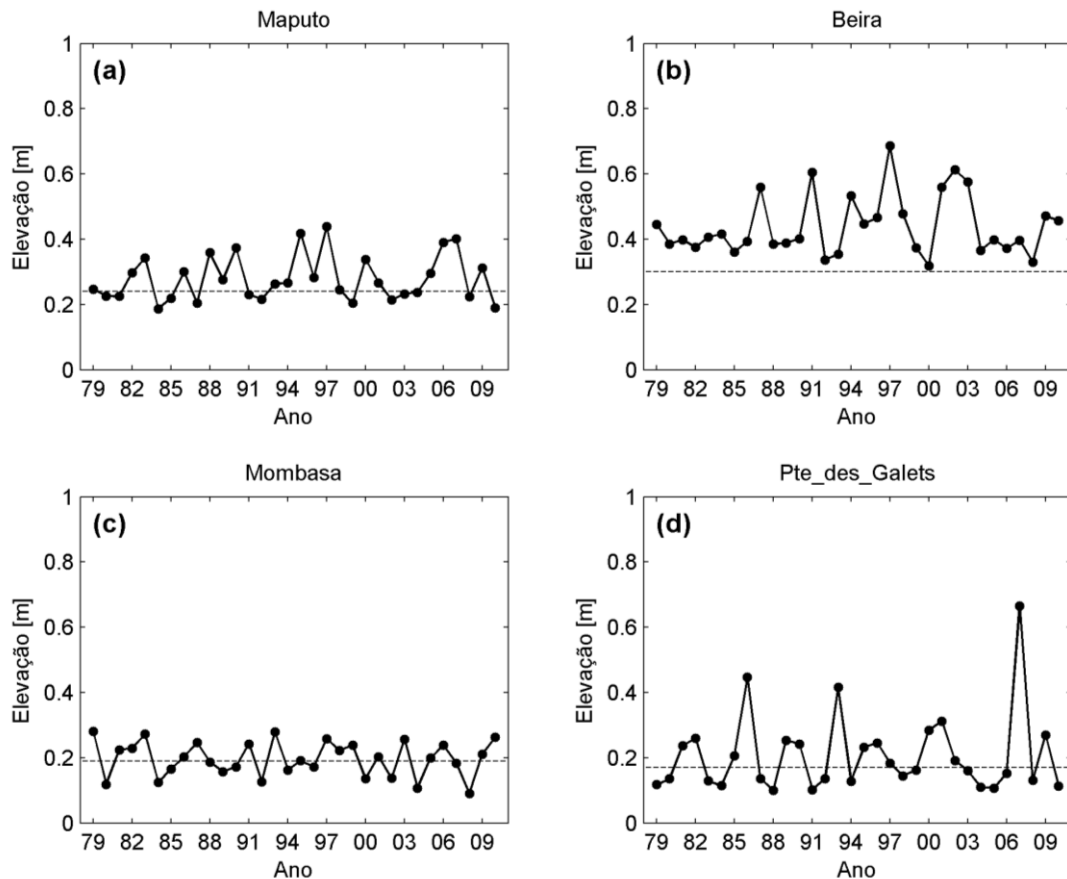


Figura 27: Valores máximos anuais das séries residuais para quatro estações selecionadas ao longo do SWIO. A linha tracejada representa o percentil de 99%.

Para cada um dos 12 pontos ao longo SWIO, os valores máximos anuais foram ajustados a uma distribuição do tipo GEV. Os três parâmetros da GEV (forma - ξ , escala - σ e localização - μ) foram estimados pelo método *Maximum Likelihood* (ML), descrito em (Coles, 2001), e estão listados na Tabela 6 juntamente com os intervalos de confiança (IC, ao nível de 95%) para o parâmetro de forma (ξ).

O tipo de distribuição GEV para a qual os dados foram ajustados é definido pelo parâmetro de forma (ξ). Pela Tabela 6 pode se notar que para 7 das 12 estações a estimativa obteve valores negativos do parâmetro de forma, indicando que os valores máximos anuais para essas estações foram ajustados à distribuição GEV do tipo III (distribuição de *Weibull*). Para as restantes estações foram obtidos valores positivos do parâmetro de forma sugerindo que os dados foram ajustados à distribuição GEV do tipo II (distribuição de *Fréchet*). Contudo, se considerarmos os intervalos de confiança para as estimativas dos parâmetros de forma, é possível observar que na maior parte das estações os intervalos abrangem tanto valores negativos quanto positivos, o que sugere que os dados poderiam ser ajustados a mais de uma única distribuição GEV; as exceções são as estações de Zanzibar (E6), Mombasa (E7), Nosy Be (E9) e Pte des Galets (E10), nas quais os intervalos de confiança sugerem o ajuste a uma única distribuição GEV.

Tabela 6: Estimativa dos parâmetros da GEV. Os valores em parênteses representam os intervalos de confiança ao nível de 95%.

| Estação | Parâmetros da GEV | | |
|-------------------|----------------------|----------|-------|
| | ξ , IC | σ | μ |
| E1 (Durban) | -0,13 (-0,42; 0,15) | 0,04 | 0,14 |
| E2 (Maputo) | 0,25 (-0,18; 0,67) | 0,05 | 0,25 |
| E3 (Beira) | 0,26 (-0,07; 0,60) | 0,06 | 0,40 |
| E4 (Nacala) | -0,08 (-0,28; 0,12) | 0,05 | 0,23 |
| E5 (Pemba) | -0,20 (-0,40; 0) | 0,05 | 0,21 |
| E6 (Zanzibar) | -0,36 (-0,61; -0,10) | 0,05 | 0,15 |
| E7 (Mombasa) | -0,56 (-0,88; -0,24) | 0,06 | 0,19 |
| E8 (Dzaoudzi) | -0,17 (-0,37; 0,03) | 0,03 | 0,11 |
| E9 (Nosy-Be) | -0,35 (-0,64; -0,06) | 0,06 | 0,22 |
| E10 (Pte. Galets) | 0,57 (0,12; 1,03) | 0,05 | 0,15 |
| E11 (Port Louis) | 0,14 (-0,22; 0,49) | 0,05 | 0,16 |
| E12 (Rodrigues) | 0,11 (-0,15; 0,37) | 0,03 | 0,17 |

4.2.2.2. Extremos de retorno

Com os dados de elevações máximas anuais ajustados a uma GEV, os níveis extremos para períodos de retorno de 10, 25, 50 e 100 anos foram calculados para cada um dos 12 pontos considerados (Figura 28).

Na Figura 28, as áreas sombreadas em cinza indicam os intervalos de confiança. Para um período de retorno de 10 anos (Figura 28a), os maiores valores de extremos são encontrados em Beira (E3) e Pte Des Galets (E10) e atingem 0,70 m e 0,57 m, respectivamente. Para extremos com período de retorno de 25, 50, 100 anos, os valores mais altos são encontrados em Pte Des Galets-E10 (0,97 m, 1,46 m e 2,21 m) seguido de Beira-E3 (0,88 m, 1,05 m e 1,27) e Maputo-E2 (0,55 m, 0,63 m e 0,73 m). Nas restantes estações, os níveis extremos equivalentes a um período de retorno de 100 anos não excedem 0,6 m e a diferença entre os extremos de retorno de 100 e de 10 anos sequer excedem de 0,15 m. Ainda pela Figura 28 nota-se que os maiores intervalos de confiança estão relacionados com maiores valores de extremos de retorno, como são os casos de Pte des Galets (E10) e Beira (E3).

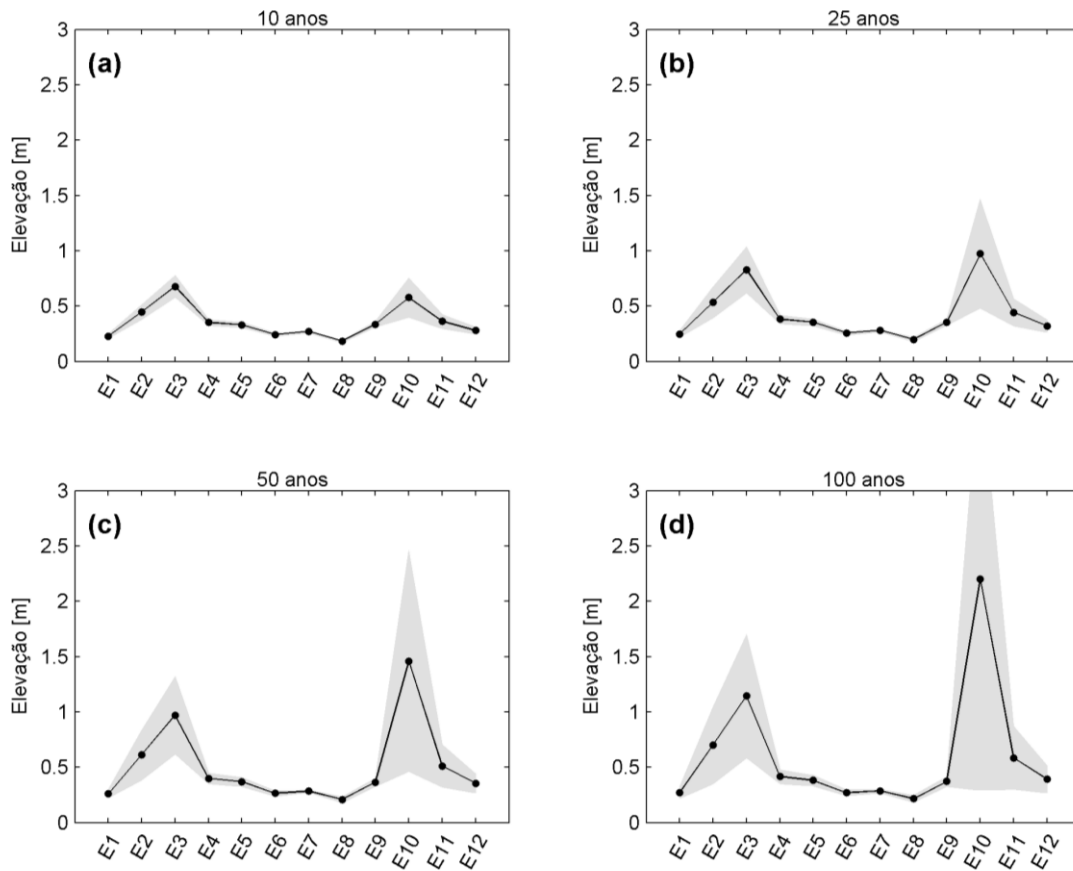


Figura 28: Níveis extremos das séries residuais para períodos de retorno de 10, 25, 50 e 100 anos nas 12 estações ao longo do SWIO (indicadas no eixo das abcissas). As áreas sombreadas indicam os intervalos de confiança (com nível de confiança de 95%).

A distribuição espacial dos valores extremos das séries residuais correspondentes a um período de retorno de 50 anos para todo o domínio do SWIO está ilustrada na Figura 29. Uma característica bastante notável (e surpreendente) é a presença de extremos de retorno elevados (valores acima de 1,3 m) ao longo do oceano aberto, distante de regiões costeiras; uma vez que as marés meteorológicas formam-se pelo acúmulo de água ao longo da plataforma continental, não é esperado que extremos de retorno bastante elevados surjam ao longo do oceano aberto onde não existe plataforma continental e linha de costa. Uma das causas mais prováveis para o aparecimento destes valores é o ajuste não adequado à distribuição usada para modelar os extremos (GEV). Um problema similar foi encontrado por (Silva, 2013) ao estudar extremos de retorno do vento sobre o oeste do oceano Atlântico sul, usando o método *peaks over threshold* (POT) ajustado à distribuição Generalizada de Pareto.

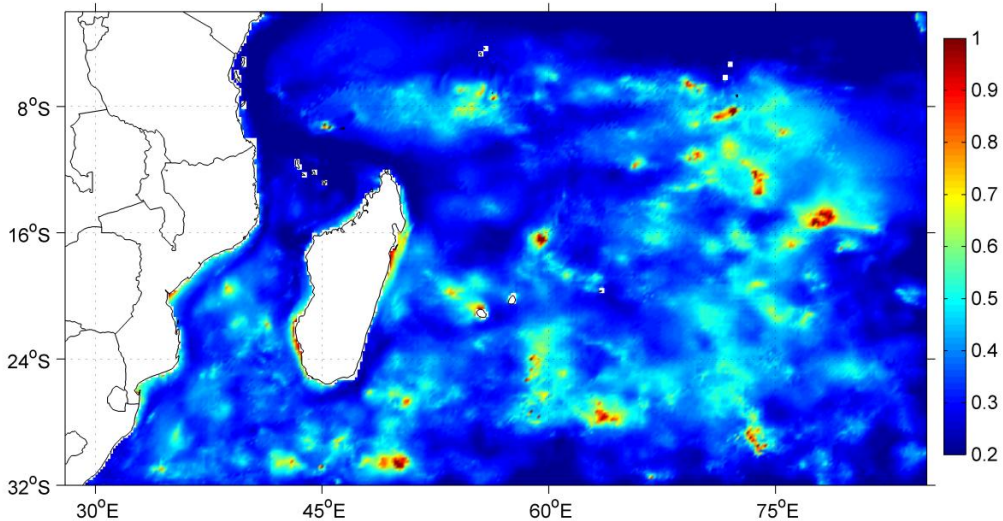


Figura 29: Distribuição de níveis residuais extremos (m) para um período de 50 anos ao longo do domínio do SWIO.

Os pontos cujo ajuste à distribuição de extremos deixa a desejar podem ser identificados a partir de seus intervalos de confiança, que tendem a divergir rapidamente com o aumento dos períodos de retorno. A Figura 30 mostra com detalhes o comportamento dos intervalos de confiança conforme o aumento do período de retorno em Maputo (E2), Beira (E3), Pte des Galets (E10) e em um ponto situado no oceano aberto (em 16,6°S e 59,5°E). Para os dois últimos pontos nota-se que os intervalos divergem muito rápido, levantando dúvidas e questionamentos sobre os níveis extremos extrapolados. As amplitudes dos intervalos de confiança (para um dado nível de confiança) são afetadas pelo tamanho da amostra e pela variabilidade dos dados; como todas as amostras possuem o mesmo tamanho (máximas anuais

para um período de 32 anos), o fator decisivo na amplitude dos intervalos é, certamente, a dispersão dos dados.

Para desconsiderar extremos de retorno cujos intervalos de confiança apresentavam rápida divergência com o aumento do período de retorno, (Silva, 2013) adotou um critério de estabilidade que considera determinado valor extremo instável quando a diferença entre os intervalos de confiança e o valor extremo extrapolado excedia dois desvios padrão para períodos de retorno de 10 anos e três desvios padrão para períodos de retorno de 50 anos. Este critério foi também adotado no presente trabalho, porém, considerando um valor extremo instável quando a diferença entre os intervalos de confiança e o valor extremo extrapolado excedesse quatro desvios padrão da série das máximas anuais.

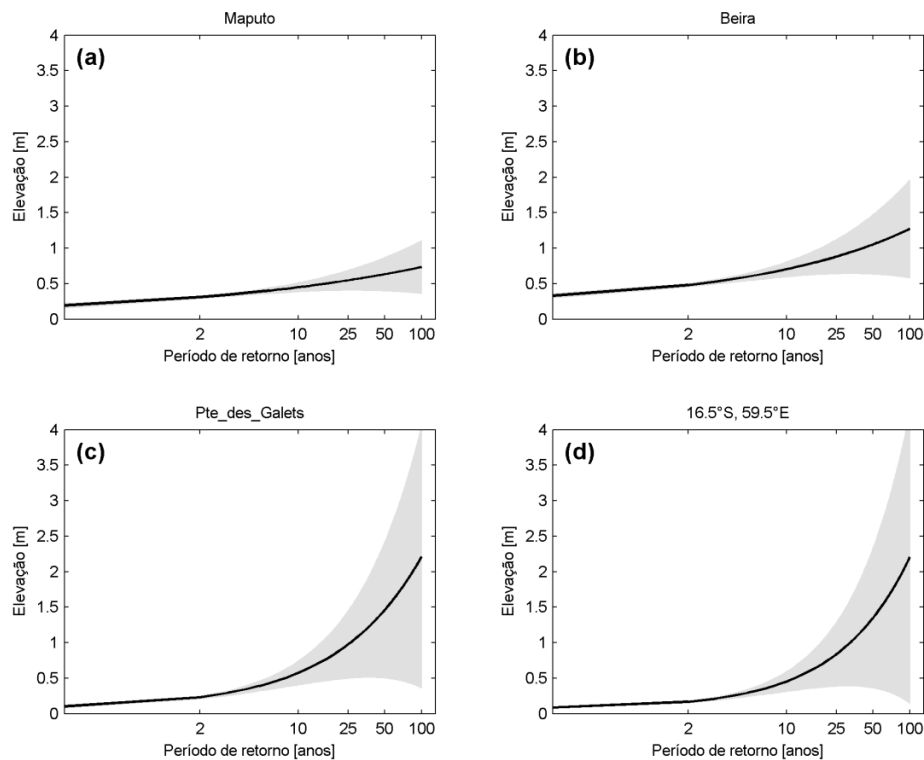


Figura 30: Extremos de retorno das séries residuais para períodos de até 100 anos nas estações de (a) Maputo-E2, (b) Beira-E3, (c) Pte. Galets-E10 e (d) em um ponto no oceano aberto. A plotagem dos períodos de retorno no eixo das abscissas foi feita em escala logarítmica. As áreas sombreadas indicam os intervalos de confiança ao nível de 95%.

A Figura 31 é semelhante à Figura 29 porém com o critério de estabilidade aplicado. Nota-se que vários pontos do oceano aberto que continham extremos de retorno elevados foram excluídos do mapa, incluindo algumas regiões costeiras como é o caso de Pte des Galets-E10. Agora, a característica mais notável é a presença de extremos de retorno elevados ao longo de regiões costeiras e relativamente menores em águas profundas, o que é

consistente com trabalhos anteriores sobre extremos de retornos de marés meteorológicas em outras regiões (e.g. Bernier & Thompson, 2006; Zhang & Sheng, 2013, 2015).

Pela Figura 31, nota-se que os extremos mais elevados ocorrem ao longo das águas costeiras de Moçambique e de Madagascar. Em Madagascar, extremos de retorno (para 50 anos) relativamente elevados são encontrados nas regiões costeiras situadas ao nordeste (entre $14,5^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}$) e ao sudoeste (entre $20^{\circ}\text{S} - 25,5^{\circ}\text{S}$), com valores que variam entre $0,5 - 1,1$ m; valores em torno de $0,5 - 0,6$ m também são notáveis na parte costeira ao noroeste da ilha, entre $14,5^{\circ}\text{S} - 15,3^{\circ}\text{S}$. Nas restantes partes da costa os extremos de retorno estão entre $0,2 - 0,3$ m. Na costa de Moçambique, áreas costeiras com extremos de retornos acima de $0,4$ m podem ser notadas entre $16^{\circ}\text{S} - 27^{\circ}\text{S}$. Os extremos mais levados são encontrados na região central, perto da estação da Beira-E3, e atingem valores em torno 1 m. Na parte sul da costa de Moçambique, os extremos mais elevados atingem $0,93$ m próximo à estação de Maputo-E3. Nas regiões costeiras ao norte da costa de Moçambique (norte de 15°S) e, por extensão, nas áreas costeiras ao norte do domínio de modo geral, os extremos de retorno para 50 anos são muito reduzidos não excedendo $0,2$ m.

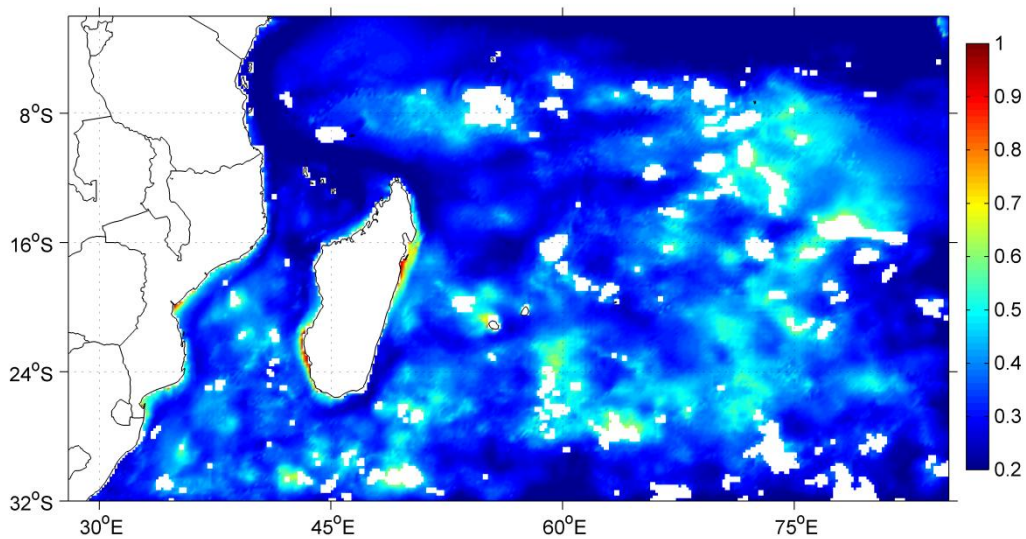


Figura 31: Idem à Figura 29, porém retirando os pontos cujas análises não convergem.

Em águas profundas do canal de Moçambique e do oceano aberto ao longo do SWIO, os extremos de retorno para 50 anos são relativamente significativos, com valores entre $0,5 - 0,6$ m em diversos pontos. Zhang & Sheng (2015) obtiveram resultados similares em águas profundas no noroeste do oceano Pacífico, porém, com extremos de retorno relativamente maiores ($0,6 - 0,9$ m). Estes autores afirmaram que este padrão de variabilidade de extremos de retornos em águas profundas deve-se, principalmente, ao efeito do barômetro invertido

associado aos ciclones e tempestades tropicais no noroeste do Pacífico; e este pode também ser o caso para SWIO.

A Figura 32 mostra que o SWIO é significativamente afetado por ciclones tropicais, principalmente na banda latitudinal entre 8°S – 24°S onde a densidade das trajetórias é maior. Adicionalmente, valores significativos de extremos de retorno (0,5 – 0,6 m) ao longo das águas profundas do canal de Moçambique, regiões adjacentes ao sul do canal e sudeste de Madagascar e também ao longo da faixa zonal entre 24°S – 26°S provavelmente sejam uma assinatura dos vórtices de mesoescala. Embora o modelo não consiga, na média, representar de forma adequada os vórtices, é provável que alguns casos específicos tenham sido representados e as elevações associadas a esses vórtices foram usadas para extrapolar os extremos.

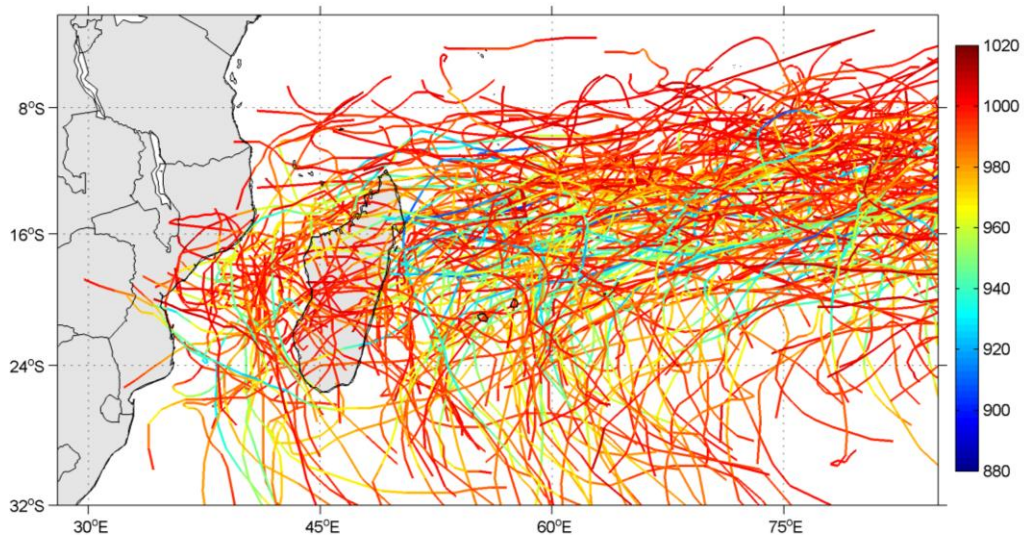


Figura 32: Trajetórias dos ciclones e tempestades tropicais e a pressão mínima (hPa) atingida por cada sistema em cada ponto de sua trajetória para período 1980 – 2010. A pressão foi estimada a partir do vento máximo sustentado através da relação proposta por Atkinson & Holliday (1977).

Retornando às regiões costeiras, conforme pode ser notado, maiores extremos de retorno (valores próximos de 1 m) são encontrados ao nordeste e sudoeste de Madagascar e na região central da costa de Moçambique. Na costa de central de Moçambique e ao nordeste/leste de Madagascar os elevados valores de extremos de retorno estão associados à maior incidência de ciclones tropicais. De fato, Mavume et al. (2009) mostraram que estas são as regiões costeiras que sofrem maior penetração de tempestades e ciclones tropicais ao longo do SWIO seguidas pela região noroeste de Madagascar, com base numa climatologia feita entre 1980 e 2007. Em relação à região costeira ao sudoeste de Madagascar, embora sofra

menos penetração de ciclones tropicais, o escoamento associado a ciclones tropicais que se formam ou fazem sua trajetória ao longo do canal de Moçambique (de norte para o sul) favorece o transporte e acúmulo de água neste local, o que justifica a ocorrência de extremos de retorno relativamente altos. Contudo, ao longo das regiões costeiras, os valores mais elevados de extremos de marés meteorológicas para um período de retorno de 50 anos revelam-se inferiores se comparados com estudos semelhantes feitos para outras bacias oceânicas, tais como o Atlântico Norte (Bernier & Thompson, 2006; Zhang & Sheng, 2013), noroeste do Pacífico (Zhang & Sheng, 2015) e Índico Norte (Baía de Bengala) (Sindhu & Unnikrishnan, 2012) em que os valores extremos facilmente excedem os 2 m.

4.2.3 Valores extremos dos níveis totais

Em seguida são examinados os valores extremos associados aos níveis totais de água ao longo do SWIO. Os níveis totais resultam da combinação dos níveis de água associados às marés meteorológicas, marés astronômicas e a processos não lineares resultantes da interação de ambos fenômenos. Os extremos de retorno associados aos níveis de água totais são de maior importância em termos práticos, tal como desenho de estruturas costeiras por exemplo.

4.2.3.1. Estimativa dos parâmetros da GEV

A Figura 33 ilustra os valores máximos anuais das séries dos níveis de água totais em quatro estações costeiras: Maputo-E2, Beira-E3, Mombasa-E7 e Pte Des Galets- E10. Diferentemente das séries residuais, os níveis totais apresentam todos valores máximos anuais significativamente acima do percentil de 99%. As estações da Beira-E3 e Mombasa-E7 apresentam os valores anuais mais elevados (acima de 1,9 m).

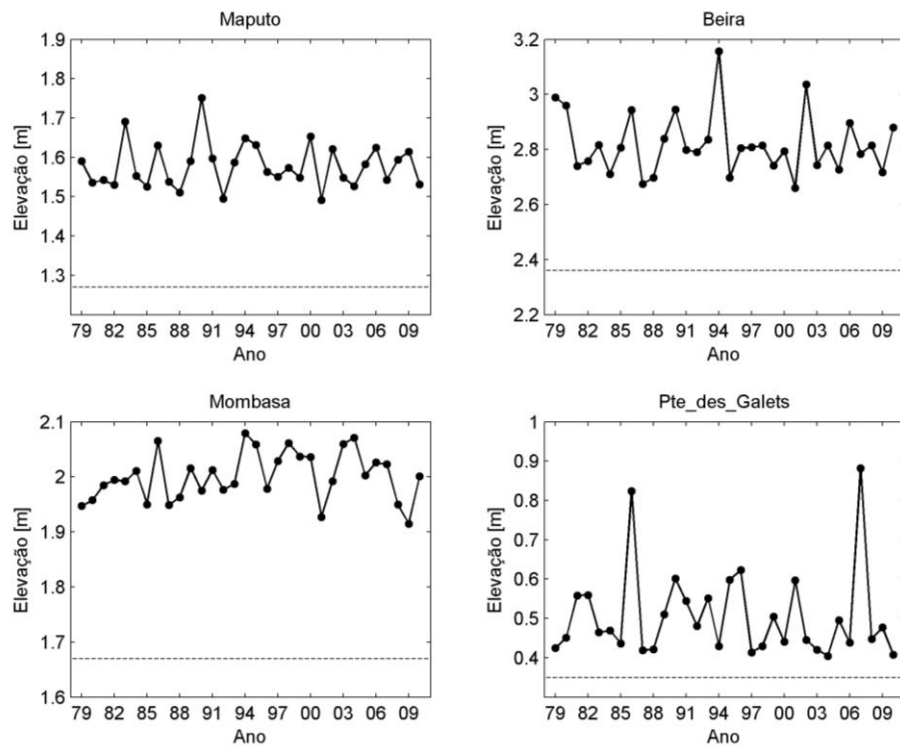


Figura 33: Valores máximos anuais das séries totais para quatro estações selecionadas ao longo do SWIO. A linha tracejada representa o percentil de 99%.

Em termos de variabilidade as estações da Beira (E3) e Pte des Galets (E10) continuam apresentando maior variabilidade. Em Pte des Galets (E10) os maiores eventos máximos anuais ocorreram em 1986 e 2007, que coincide com os eventos máximos anuais das séries residuais (Figura 27), o que sugere que as marés meteorológicas sejam importantes neste ponto, diferente das demais estações em que a maré astronômica parece ser mais dominante.

Tabela 7: Estimativa dos parâmetros da GEV para os níveis totais. Os valores em parênteses representam os intervalos de confiança ao nível de 95%.

| Estação | Parâmetros da GEV | | |
|-------------------|----------------------|----------|-------|
| | ξ , IC | σ | μ |
| E1 (Durban) | -0,12 (-0,34; 0,10) | 0,04 | 1,16 |
| E2 (Maputo) | 0,01 (-0,27; 0,29) | 0,04 | 1,55 |
| E3 (Beira) | 0,07 (-0,22; 0,36) | 0,08 | 2,77 |
| E4 (Nacala) | -0,61 (-0,92; -0,30) | 0,06 | 2,19 |
| E5 (Pemba) | -0,56 (-0,93; -0,19) | 0,06 | 2,17 |
| E6 (Zanzibar) | -0,38 (-0,64; -0,11) | 0,04 | 2,12 |
| E7 (Mombasa) | -0,36 (-0,69; -0,02) | 0,04 | 1,99 |
| E8 (Dzaoudzi) | -0,39 (-0,59; -0,18) | 0,04 | 1,93 |
| E9 (Nosy-Be) | -0,03 (-0,34; 0,29) | 0,06 | 1,92 |
| E10 (Pte. Galets) | 0,59 (0,15; 1,03) | 0,04 | 0,45 |
| E11 (Port Louis) | 0,17 (-0,17; 0,50) | 0,04 | 0,54 |
| E12 (Rodrigues) | 0,06 (-0,21; 0,33) | 0,05 | 0,88 |

A partir das séries das máximas anuais (Figura 33) os parâmetros da GEV foram estimados e estão apresentados na Tabela 7. O ajuste do parâmetro de forma mostra que os dados foram ajustados maioritariamente a uma distribuição GEV do tipo III (distribuição de *Weibull*).

4.2.3.2. Extremos de retorno

A Figura 34 apresenta os extremos de retorno dos níveis totais para períodos de 10, 25, 50 e 100 anos. Os maiores extremos de retorno situam na estação da Beira-E3 e os menores em Port Louis-E11. Em Beira-E3 os extremos de retorno atingem 3,04 m e 3,30 m para períodos de retorno de 10 e 100 anos, respectivamente, enquanto em Port Louis-E11 os extremos variam de 0,71 m e 0,91 m para 10 e 100 anos, respectivamente. Portanto, nota-se que, com a exceção de Pte des Galets (E10), os extremos de retorno variam pouco com o aumento do período de retorno, não excedendo os 0,4 m.

O padrão de distribuição dos extremos de retornos ao longo da costa de Moçambique é consistente com o padrão obtido no relatório do Instituto Nacional de Gestão de Calamidades de Moçambique (INGC, 2009), com maiores valores sendo encontrados em Beira (E3), seguidos de Nacala (E4) (e Pemba-E5) e por fim Maputo (E2). Contudo, os valores obtidos pelo INGC são ligeiramente maiores, obviamente, devido a subestimação das marés astronômicas pelo modelo ao longo da costa de Moçambique.

A Figura 35 apresenta a distribuição dos valores extremos dos níveis totais ao longo do SWIO, para um período de 50 anos. Os maiores valores de extremos encontram-se ao longo do canal de Moçambique e aumentam de amplitude em direção à região central da costa Moçambicana, atingindo valores máximos próximos à estação da Beira-E3 (3,3 m). Este padrão de distribuição espacial é bastante similar ao das principais constituintes semidiurnas de maré astronômica (M2 e S2), o que revela que a maré astronômica é o fator mais dominante em detrimento das marés meteorológicas.

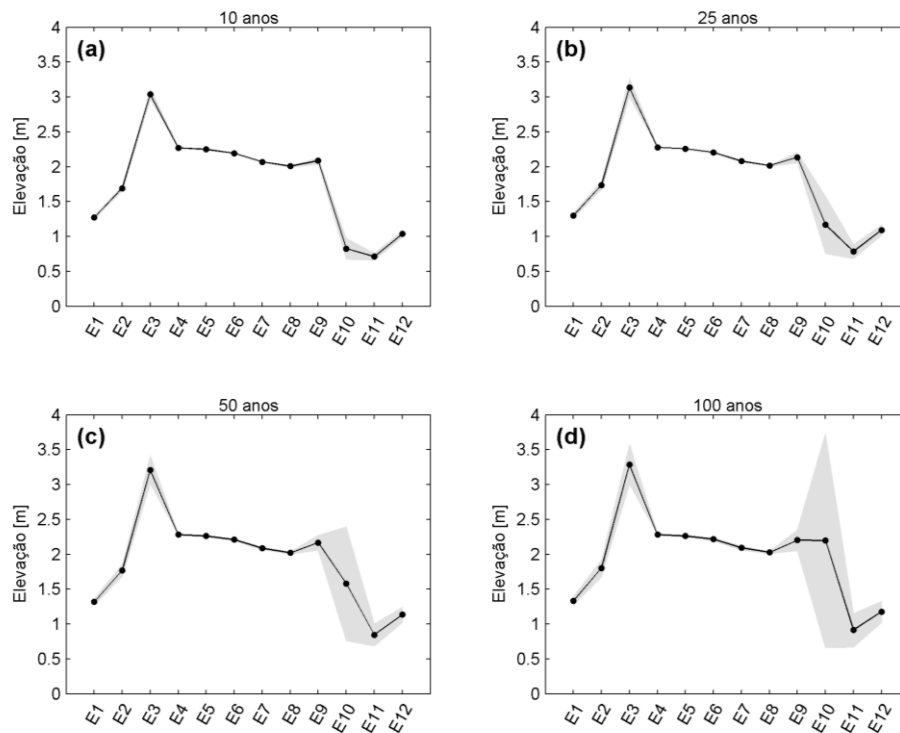


Figura 34: Níveis extremos das séries totais para períodos de retorno de 10, 25, 50 e 100 anos nas 12 estações ao longo do SWIO (indicadas no eixo das abscissas). As áreas sombreadas indicam os intervalos de confiança ao nível de 95%.

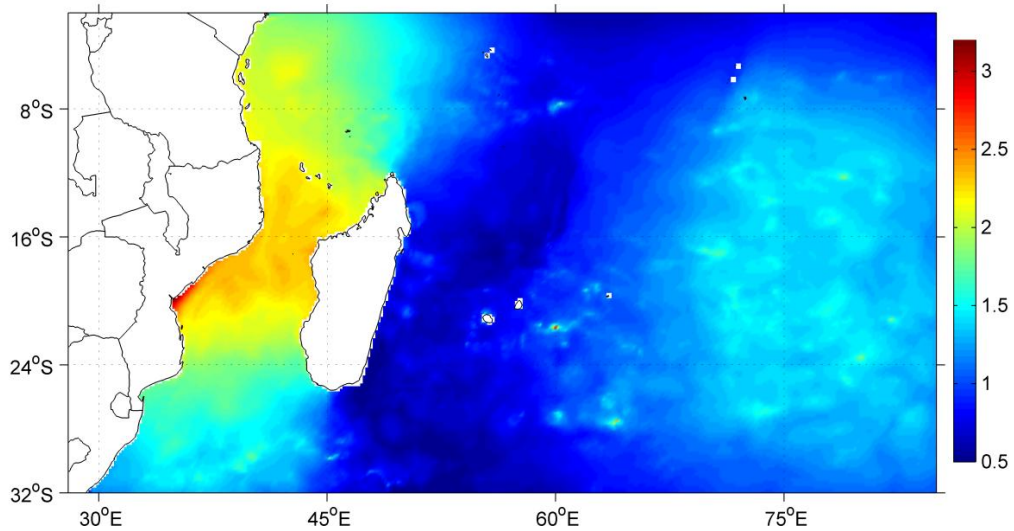


Figura 35: Distribuição dos extremos de retorno dos níveis totais (m) para um período de 50 anos ao longo do domínio do SWIO.

5 Conclusões e Sugestões

No presente trabalho, foram apresentados os esforços iniciais para estudar as marés meteorológicas na costa de Moçambique através da implementação de um modelo numérico de circulação oceânica (o *Princeton Ocean Model* – POM), implementado no domínio do sudoeste do oceano Índico, em sua versão tridimensional (3D) e com termodinâmica completa, em uma grade regular com espaçamento horizontal de $1/6^\circ$ (aproximadamente 17 km). O modelo foi forçado por vento, fluxos e pressão atmosférica obtidos a partir da reanálise do CFSR e inicializado pelos campos oceânicos de referência provenientes da reanálise oceânica do SODA2.2.4.

Esforços foram feitos no sentido de avaliar as variáveis simuladas tanto em escala de bacia oceânica quanto em regiões costeiras, em função da disponibilidade de informações observadas. Os resultados dessas avaliações em escala de bacia indicaram que, por um lado, o modelo é capaz de reproduzir de forma satisfatória as condições observadas em termos de temperatura da superfície do mar (com desvios inferiores a $1,5^\circ\text{C}$ em termos médios e com valores de correlação e *Skill* superiores 0,6) e principais feições de circulação de larga escala, incluindo as marés astronômicas, avaliadas através de suas principais constituintes harmônicas). Por outro lado, a atual implementação deixa a desejar no que tange a representatividade da variabilidade de mesoescala, principalmente os vórtices de mesoescala ao longo do Canal de Moçambique e áreas adjacentes ao sul do canal onde as simulações subestimam as variabilidades em torno de 50%. As possíveis causas destas deficiências, conforme foi discutido, podem ser o fato de o modelo ter sido relaxado para campos climatológicos nos quais essas variabilidades de mesoescala não estão devidamente representadas e/ou ser a resolução horizontal do modelo que não suficientemente fina para resolver de forma adequada essas feições de circulação.

As comparações das saídas do modelo referentes ao nível do mar ao longo das regiões costeiras mostram que o modelo foi capaz de representar bem a variabilidade de alta frequência do nível mar associado às marés astronômicas, porém, ligeiras deficiências foram notadas em alguns pontos da costa de Moçambique onde o modelo não foi capaz de captar a deformação (amplificação) das marés astronômicas, principalmente em regiões de batimetria e linha de costa complexa associadas à presença de baías e estuários. Claramente, 17 km não é a resolução mais adequada para resolver a dinâmica em regiões estuarinas.

As comparações das séries residuais (marés meteorológicas) modeladas e observadas mostraram boa concordância na maior parte das regiões costeiras consideradas neste trabalho, com valores de Skill iguais ou superiores a 0,5 e RMSE inferiores a 0,1 m. A validação das simulações através de estudos de casos específicos demonstrou que apesar de o modelo ter sido implementado com uma resolução de grade relativamente baixa (17 km) ele consegue reproduzir de forma bastante satisfatória a sobre-elevação do nível médio do mar associada à forçantes meteorológicas extremas, com erros no pico máximo de ocorrência inferiores a 0,1 m. Estes resultados são bastante encorajadores pois enfatizam a aplicabilidade do modelo para o estudo do fenômeno na área de estudo ou mesmo para fins operacionais. Os experimentos de sensibilidade para dois estudos de caso, revelaram as interações não-lineares entre maré meteorológica e a maré astronômica possuem uma contribuição ligeiramente fraca (em torno de 5% em ambos casos) na geração da maré meteorológica.

Por fim, a partir das informações modeladas do nível do mar, valores extremos para períodos de retorno de 50 anos puderam ser estimados para todo o domínio do sudoeste do oceano Índico. Esta é a primeira vez que tal mapa é gerado para esta área oceânica. Para as séries residuais, os resultados mostraram que os valores mais altos não excedem 1 m e são encontrados em partes da região central da costa Moçambicana e regiões costeiras leste/nordeste e sudoeste de Madagascar. Se tomarmos em conta as séries totais (incluindo maré meteorológica e maré astronômica), a região central de Moçambique e as regiões leste/nordeste de Madagascar apresentam extremos os extremos de retorno mais elevados, atingindo perto de 3 m na costa central de Moçambique, devido à elevada amplitude das marés astronômicas; isto demonstra que as marés astronômicas são um fator determinante na região de estudo.

5.1 Limitações e sugestões para trabalhos futuros

Apesar de esta implementação ter apresentado boa concordância com as observações em diversos aspectos, é necessário destacar suas fragilidades:

- Como foi notado ao longo do trabalho, muitas das deficiências do modelo foram atribuídas à resolução horizontal de grade, portanto, trabalhos futuros precisam considerar espaçamentos de grade maiores para que melhor representação de fenômenos como a maré astronômica possam ser alcançada. A precisão da maré astronômica é particularmente importante, por exemplo, na hora de extrapolar

extremos dos níveis totais de água. Os resultados desta implementação podem servir de condições de contorno para implementações em grades locais de alta resolução.

- A presente implementação não inclui drenagem fluvial e nem excedentes continentais de precipitação; estas quantidades podem ser importantes em regiões estuarinas. Deste modo, a sua não inclusão faz com que o modelo não seja capaz de representar sobre-elevação do nível do mar devida ao aprisionamento de drenagens continentais. Estes fatores ou parte deles devem ser tomados em conta em trabalhos futuros.
- Apesar de ser uma das reanálises atmosféricas com a melhor resolução espacial, disponível publicamente, o CFSR ainda deixa a desejar no que concerne à representação dos ventos associados aos ciclones tropicais. Para contornar esta limitação, alguns autores (e.g. Zhang & Sheng, 2013, 2015) inseriram vórtices paramétricos idealizados proposto por Holland (1980) no campo de vento de larga escala do CFSR; outros corrigiram os vórtices de larga do CFSR com vento estimado por escaterômetros abordo de satélites (e.g. Campos, 2014). Uma outra alternativa seria usar o CFSR para forçar modelos atmosféricos em grades regionais de alta resolução (*downscaling*) de modo obter maior detalhamento espacial do vento.

Vários dos aspectos mencionados acima podem ser facilmente alcançados empregando plataformas de modelagem regional que acoplem um modelo oceânico, atmosférico e um modelo de ondas, como por exemplo o *Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport modeling system* (COAWST, Warner et al., 2010).

Referências Bibliográficas

- Aschariyaphotha, N., Wongwises, P., Humphries, U. W., & Wongwises, S. (2011). Study of storm surge due to Typhoon Linda (1997) in the Gulf of Thailand using a three dimensional ocean model. *Applied Mathematics and Computation*, 217, 8640–8654. <http://doi.org/10.1016/j.amc.2011.03.105>
- Atkinson, G. D., & Holliday, C. R. (1977). Tropical Cyclone Minimum Sea Level Pressure/Maximum Sustained Wind Relationship for the Western North Pacific. *Monthly Weather Review*. [http://doi.org/10.1175/1520-0493\(1977\)105<0421:TCMSLP>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0493(1977)105<0421:TCMSLP>2.0.CO;2)
- Backeberg, B. C., & Reason, C. J. C. (2010). A connection between the South Equatorial Current north of Madagascar and Mozambique Channel Eddies. *Geophysical Research Letters*, 37, L04604. <http://doi.org/10.1029/2009GL041950>
- Beckmann, A., & Haidvogel, D. B. (1993). Beckman and Haidvogel (1993) Numerical simulation of flow around a Tall Isolated Seamount. Part I: Problem Formulation and Model Accuracy. *Journal of Physical Oceanography*, 23, 1736–1753.
- Bernier, N. B., & Thompson, K. R. (2006). Predicting the frequency of storm surges and extreme sea levels in the northwest Atlantic, *III*, C10009. <http://doi.org/10.1029/2005JC003168>
- Bié, A. J., Camargo, R. De, Mavume, A. F., & Harari, J. (2017). Numerical modeling of storm surges in the coast of Mozambique: the cases of tropical cyclones Bonita (1996) and Lisette (1997). *Ocean Dynamics*, (Special Issue).
- Blain, C. A., Westerink, J. J., & Luetlich, R. A. (1994). The influence of domain size on the response characteristics of a hurricane storm surge model. *Journal of Geophysical Research*, 99(C9), 467–479.
- Blake, E. S., Rappaport, E. N., & Landsea, C. W. (2007). *The deadliest, costliest, and most intense United States tropical cyclones from 1851 to 2006 (and other frequently requested hurricane facts)*. Miami, FL.
- Blumberg, A. F., & Kantha, L. H. (1985). Blumberg and Kantha (1985) Open Boundary condition for circulation models. *Journal of Hydraulic Engineering*, 111(2), 237–255.
- Blumberg, A. F., & Mellor, G. L. (1983). Diagnostic and Prognostic Numerical Circulation Studies of the South Atlantic Bight. *Journal of Geophysical Research*, 88(C8), 4579–4592. <http://doi.org/10.1029/JC088iC08p04579>
- Blumberg, A. F., & Mellor, G. L. (1987). Blumberg and Mellor (1987). A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In S. H. Heaps (Org.), *Three Dimensional Coastal Ocean Models* (p. 1–16).
- Caldwell, P. C., Merrfield, M. A., & Thompson, P. R. (2015). *Sea level measured by tide gauges from global oceans — the Joint Archive for Sea Level holdings*.
- Camargo, R. De. (1998). *Estudo Numérico das Circulações Atmosférica e Oceânica na Região da Baía de Paranaguá*. (Tese de Doutorado) Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

- Camargo, R. De. (2017). *Oscilações do nível do mar no Oeste do Atlântico Sul geradas por sistemas meteorológicos de escala sinótica: uma abordagem numérica para descrição de suas características*.
- Camargo, R. De, & Harari, J. (2003). Modeling the Paranagua Estuarine Complex , Brazil : tidal circulation and cotidal charts. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 51, 23–31.
- Camargo, R. De, & Harari, J. (2014). Tides and Wind-Driven Circulation in the Tropical and Southern Atlantic Ocean: The BRAZCOAST System Tides and Wind-Driven Circulation in the Tropical and Southern Atlantic Ocean : The BRAZCOAST System. *Atmospheric and Ocean Science Letters*, 7(5), 476–480. <http://doi.org/10.3878/j.issn.1674-2834.14.0013>
- Camargo, R. De, & Harari, J. (2015). Marés. In J. P. Castello & L. C. Krug (Orgs.), *Introdução às Ciências do Mar*. Pelotas: Editora Textos.
- Camargo, R. De, Harari, J., Biscaro, T. S., & Biazeto, B. (2002). Avaliação das Previsões de Maré Meteorológica Realizadas com o Princeton Ocean Model no Laboratório MASTER/IAG/USP. In *XII Congresso Brasileiro de Meteorologia*.
- Camargo, R. De, Harari, J., & França, C. A. S. (2006). Downscaling The Ocean Circulation On Western South Atlantic: Hindcasting, Monitoring and Forecasting Purposes. In *Proceedings of 8 ICSHMO* (p. 507–511).
- Campos, R. M. (2014). *Análise Espacial De Eventos Extremos De Onda Usando Modelagem Numérica*.
- Canhanga, S., & Dias, J. M. (2005). Tidal characteristics of Maputo Bay, Mozambique. *Journal of Marine Systems*, 58, 83–97. <http://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.08.001>
- Carton, J. A., & Giese, B. S. (2008). A Reanalysis of Ocean Climate Using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Monthly Weather Review*, 136, 2999–3017. <http://doi.org/10.1175/2007MWR1978.1>
- Chang-Seng, D. S., & Jury, M. R. (2010). Tropical cyclones in the SW Indian Ocean. Part 2: structure and impacts at the event scale. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 106, 163–178. <http://doi.org/10.1007/s00703-010-0059-y>
- Chevane, C. M. (2013). *General characteristics of modelled tides on the Sofala Bank* ., (MSc Dissertation) Department Of Oceanography, University Of Cape Town.
- Chevane, C. M., Penven, P., Nehama, F. P. J., & Reason, C. J. C. (2016). Modelling the tides and their impacts on the vertical stratification over the Sofala Bank, Mozambique. *African Journal of Marine Science*, 38(1), 1–15. <http://doi.org/10.2989/1814232X.2016.1236039>
- Clarke, A. J., & Bastisti, D. S. (1981). The effect of continental shelves on tides. *Deep-Sea Research*, 28A(7), 665–682.
- Coles, S. (2001). *An introduction to statistical modeling of extreme values*. Springer-Verlag.
- Collins, C., Reason, C. J. C., & Hermes, J. C. (2012). Scatterometer and reanalysis wind products over the western tropical Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 117. <http://doi.org/10.1029/2011JC007531>

- Dube, S. K., Jain, I., Rao, A. D., & Murty, T. S. (2009). Storm surge modelling for the Bay of Bengal and Arabian Sea. *Nat Hazards*, *51*, 3–27. <http://doi.org/10.1007/s11069-009-9397-9>
- Dube, S. K., Rao, A. D., Sinha, P. C., Murty, T. S., & Bahulayan, N. (1997). Storm Surge in the Bay of Bengala and Arabian Sea: The Problem and its Prediction. *MAUSAM*, *48*(2), 283–304.
- Dube, S. K., Sinha, P. C., & Roy, G. D. (1986). NUMERICAL SIMULATION OF STORM SURGES IN BANGLADESH USING A BAY-RIVER COUPLED MODEL. *Coastal Engineering*, *10*(196), 85–101.
- Ducet, N., Le Traon, P. Y., & Reverdin, G. (2000). Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. *J. Geophys. Res.*, *105*, 19,477–19,498.
- Egbert, G. D., Bennett, A. F., & Foreman, M. G. G. (1994). TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model. *Journal of Geophysical Research*, *99*, 821–852.
- Egbert, G. D., & Erofeeva, S. (2002). Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *19*, 183–204.
- Embrechts, P., Kulppelberg, C., & Mikosch, T. (1997). *Modelling Extremal Events*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Ezer, T. (2001). Can lon-term variability in the Gulf Strem transport be inferred from sea level? *Geophysical Research Letters*, *28*(6), 1031–1034.
- Ezer, T., & Mellor, G. L. (1997). Simulations of the Atlantic Ocean with a free surface sigma ocean model. *Journal of Geophysical Research*, *102*(C7), 647–657.
- Ezer, T., & Mellor, G. L. (2000). Sensitivity studies with the North Atlantic sigma coordinate Princeton Ocean Model. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, *32*, 185–208.
- Fisher, R., & Tippett, L. (1928). Limiting forms of the frequency distribution of the smallest and the largest member of a sample. In *Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*.
- Flather, R. A. (1994). A Storm Surge Prediction Model for the Northern Bay of Bengal with Applications on the Cyclone disaster in April 1991. *Journal of Physical Oceanography*, *24*, 172–190.
- Gray, W. M. (1968). Global View of the Origin of Tropical Disturbances and Storms. *Monthly Weather Review*, *96*(10), 669–700. [http://doi.org/10.1175/1520-0493\(1968\)096<0669:GVOTOO>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0493(1968)096<0669:GVOTOO>2.0.CO;2)
- Griffin, K. S., & Bosart, L. F. (2014). The Extratropical Transition of Tropical Cyclone Edisoana (1990). *Monthly Weather Review*, *142*, 2772–2793. <http://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00282.1>
- Guo, Y., Zhang, J., Zhang, L., & Shen, Y. (2009). Computational investigation of typhoon-induced storm surge in Hangzhou Bay, China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *85*, 530–536. <http://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.09.021>

- Halo, I., Backeberg, B., Penven, P., Ansorge, I., Reason, C., & Ullgren, J. E. (2014). Deep-Sea Research II Eddy properties in the Mozambique Channel: A comparison between observations and two numerical ocean circulation models. *Deep-Sea Research Part II*, *100*, 38–53. <http://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.10.015>
- Harari, J., & Camargo, R. De. (2003). Numerical simulation of the tidal propagation in the coastal region of Santos (Brazil , 24 S 46 W). *Continental Shelf Research*, *23*, 1597–1613. [http://doi.org/10.1016/S0278-4343\(03\)00143-2](http://doi.org/10.1016/S0278-4343(03)00143-2)
- Henderson-Sellers, A., Zhang, H., Berz, G., Emanuel, K., Gray, W., Landsea, C., ... McGuffie, K. (1998). Tropical Cyclones and Global Climate Change: A Post-IPCC Assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *79*(1), 19–38. [http://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0019:TCAGCC>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0019:TCAGCC>2.0.CO;2)
- Ho, C. H., Kim, J. H., Jeong, J. H., Kim, H. S., & Chen, D. L. (2006). Variation of tropical cyclone activity in the South Indian Ocean: El Nino-Southern Oscillation and Madden-Julian Oscillation effects. *J. Geophys. Res.*, *111*, D22101. <http://doi.org/Artn D22101> \nDoi 10.1029/2006jd007289
- Hoguane, A. M. (2007). Perfil Diagnóstico da Zona Costeira de Moçambique. *Revista de Gestão Costeira Integrada*, *7*(1), 69–82.
- Holland, G. J. (1980). An Analytic Model of the Wind and Pressure Profiles Hn Hurricanes. *Monthly Weather Review*, *108*, 1212–1218.
- Horsburgh, K. J., & Wilson, C. (2007). Tide-surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea. *Journal of Geophysical Research*, *112*, C08003. <http://doi.org/10.1029/2006JC004033>
- INGC. (2009). *Study on the Impact of Climate Change on Disaster Risk in Mozambique: Main Report*. (K. Asante, G. Brundrit, P. Epstein, A. Fernandes, M. Marques, A. Mavume, ... R. Brito, Orgs.). Maputo, Mozambique: INGC.
- Irish, J. L., Resio, D. T., & Ratcliff, J. J. (2003). The influence of storm size on hurricane surge. *Journal of Physical Oceanography*, *38*, 2003–2013. <http://doi.org/10.1175/2008JPO3727.1>
- Jury, M. R. (1993). A Preliminary Study of Climatological Associations and Characteristics of Tropical Cyclones in the SW Indian Ocean. *Meteorol. Atmos. Phys.*, *51*, 101–115.
- Jury, M. R., & Pathack, B. (1991). A study of climate and weather variability over the tropical southwest Indian Ocean. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *47*, 37–48. <http://doi.org/10.1007/BF01025825>
- Klinman, M. G., & Reason, C. J. C. (2008). On the peculiar storm track of TC Favio during the 2006-2007 Southwest Indian Ocean tropical cyclone season and relationships to ENSO. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *100*, 233–242. <http://doi.org/10.1007/s00703-008-0306-7>
- Kuleshov, Y., Ming, F. C., Qi, L., Chouaibou, I., Hoareau, C., & Roux, F. (2009). Tropical cyclone genesis in the Southern Hemisphere and its relationship with the ENSO. *Ann. Geophys.*, *27*, 2523–2538. <http://doi.org/10.5194/angeo-27-2523-2009>

- Lutjeharms, J. R. E. (2006). THE COASTAL OCEANS OF SOUTH-EASTERN AFRICA. In A. R. Robinson & K. H. Brink (Orgs.), *The Global Coastal Ocean: The Sea - Ideas and Observations on The Progress in The Study of The Seas* (Vol. 14, p. 783–834). Cambridge: Harvard University Press.
- Magori, C. (2009). *Tidal Analysis and Prediction in the Western Indian Ocean*. Mombasa, WIOMSA - IOC.
- Matyas, C. J. (2015). Tropical cyclone formation and motion in the Mozambique Channel. *International Journal of Climatology*, 35, 375–390. <http://doi.org/10.1002/joc.3985>
- Mavume, A., Rydberg, L., Rouault, M., & Lutjeharms, J. (2009). Climatology and Landfall of Tropical Cyclones in the South- West Indian Ocean. *Western Indian Ocean Journal of Marine Science*, 8(1), 19–39. <http://doi.org/10.4314/wiojms.v8i1.56672>
- McPhaden, M. J., Meyers, G., Masumoto, Y., Murty, V. S. N., Ravichandran, J., Vialard, L., & Yu, W. (2009). The Research Moored Array for African– Asian–Australian Monsoon Analysis and Prediction *. *Bulletin of the American Meteorological Society*. <http://doi.org/10.1175/2008BAMS2608.1>
- Mellor, G. L., & Yamada, T. (1982). Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20(4), 851–875.
- Muis, S., Verlaan, M., Winsemius, H. C., Aerts, J. C. J. H., & Ward, P. J. (2016). A global reanalysis of storm surges and extreme sea levels. *Nat. Commun.*, 7, 11969. <http://doi.org/10.1038/ncomms11969>
- Murty, T. S., Flather, R. A., & Henry, R. F. (1986). The Storm Surge Problem in the Bay of Bengal. *Prog. Oceanog.*, 16, 195–233.
- Naeraa, M., & Jury, M. R. (1998). Tropical Cyclone Composite Structure and Impacts over Eastern Madagascar During January-March 1994. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 65, 43–53.
- Needham, H. F., Keim, B. D., & Sathiaraj, D. (2015). A review of tropical cyclone-generated storm surges: Global data sources, observations, and impacts. *Rev. Geophys*, 53, 545–591. <http://doi.org/10.1002/2014RG000477>.Received
- Needham, H., & Keim, B. D. (2011). Storm Surge: Physical Processes and an Impact Scale. In E. Lupo (Org.), *Recent Hurricane Research—Climate, Dynamics, and Societal Impacts*. Intech Open Access, Croatia.
- Nehama, F. P. J., & Reason, C. J. C. (2015). Modelling the Zambezi River plume. *African Journal of Marine Science*, 27(4), 593–604. <http://doi.org/10.2989/1814232X.2015.1113202>
- O'Connor, W. (1991). A numerical model of tides and storm surges in the Rio de la Plata Estuary. *Continental Shelf Research*, 11(12), 1491–1508.
- Oey, L. Y., Mellor, G. L., & Hires, R. I. (1985). A three dimensional simulation of the hudson raritan estuary. Part II-Comparison with Observation.pdf. *Journal of Physical Oceanography*, 15, 1693–1709.
- Olbert, A. I., & Hartnett, M. (2010). Storms and surges in Irish coastal waters. *Ocean Modelling*, 34(1–2), 50–62. <http://doi.org/10.1016/j.ocemod.2010.04.004>

- Oliver, E. C. J., Sheng, J., Thompson, K. R., & Blanco, J. R. U. (2012). Extreme surface and near-bottom currents in the northwest Atlantic. *Nat Hazards*, *64*, 1425–1446. <http://doi.org/10.1007/s11069-012-0303-5>
- Orlanski, I. (1976). A simple Boundary Condition for Unbounded Hyperbolic Flows. *Journal of Computational Physics*, *21*(3), 251–269.
- Palmen, E. (1948). On the Formation and Structure of Tropical Hurricanes. *Geophysica*, *3*, 26–38.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., & Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T TIDE. *Computers & Geosciences*, *28*, 929–937.
- Peng, M., Xie, L., & Pietrafesa, L. J. (2004). A numerical study of storm surge and inundation in the Croatan e Albemarle e Pamlico Estuary System. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *59*, 121–137. <http://doi.org/10.1016/j.ecss.2003.07.010>
- Piton, B., Pointeau, J. H., & Ngoumbi, J. S. (1981). Atlas Hydologique du Canal de Mozambique (Océan Indien). *Trav. Doc. ORSTOM* 132, 41.
- Pugh, D. T. (1987). *Tides, surges and mean sea-level*. John Wiley & Sons. Chichester, UK. [http://doi.org/10.1016/0264-8172\(88\)90013-X](http://doi.org/10.1016/0264-8172(88)90013-X)
- Quartly, G. D., Buck, J. J. H., Srokosz, M. A., & Coward, A. C. (2006). Eddies around Madagascar — The retroflexion re-considered. *Journal of Marine Systems*, *63*, 115–129. <http://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.06.001>
- Reason, C. J. C., & Keibel, A. (2004). Tropical Cyclone Eline and Its Unusual Penetration and Impacts over the Southern African Mainland. *Weather and Forecasting*, *19*, 789–805.
- Rego, J. L., & Li, C. (2010). Nonlinear terms in storm surge predictions: Effect of tide and shelf geometry with case study from Hurricane Rita. *Journal of Geophysical Research*, *115*, C06020. <http://doi.org/10.1029/2009JC005285>
- Resio, D. T., & Westerink, J. J. (2008). Modeling the physics of storm surges. *Physics Today*, *61*(9), 33–38.
- Reynolds, R., Smith, T., Liy, C., Chelton, D., Casey, K., & Schlax, M. (2007). Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, *20*, 5473–5496. <http://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1>
- Ridderinkhof, H., & De Ruijter, W. P. M. (2003). Moored current observations in the Mozambique Channel. *Deep-Sea Research II*, *50*, 1933–1955. [http://doi.org/10.1016/S0967-0645\(03\)00041-9](http://doi.org/10.1016/S0967-0645(03)00041-9)
- Rio, M. H., Guinehut, S., & Larnicol, G. (2011). New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements. *Journal of Geophysical Research*, *116*, C07018. <http://doi.org/10.1029/2010JC006505>
- Ruijter, W. P. M. De, Ridderinkhof, H., Lutjeharms, J. R. E., Schouten, M. W., & Veth, C. (2002). Observations of the flow in the Mozambique Channel. *Geophysical Research Letters*, *29*(10), 3–5.

- Saetre, R., & Silva, A. J. (1982). Water masses and circulation on the Mozambique channel. *Revista de Investigação Pesqueira*, (November), 3–38.
- Saetre, R., & Silva, A. J. (1984). The circulation of the Mozambique Channel. *Deep-Sea Research*, 31(5), 485–508.
- Saffir, H. S. (1989). Florida's approach to hurricane-resistant design and construction. *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn*, 44, 1041–1052. [http://doi.org/10.1016/S0167-6105\(13\)00239-0](http://doi.org/10.1016/S0167-6105(13)00239-0)
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H. L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., ... Kumar, A. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91, 1015–1057. <http://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>
- Schott, F. A., & McCreary Jr., J. P. (2001). The monsoon circulation of the Indian Ocean, 51, 1–123.
- Schott, F. A., Xie, S.-P., & McCreary Jr, J. P. (2009). Indian Ocean Circulation and Climate Variability. *Reviews of Geophysics*, 47, 1–46. <http://doi.org/10.1029/2007RG000245.1>.INTRODUCTION
- Schouten, M. W., de Ruijter, W. P. M., & van Leeuwen, P. J. (2002). Upstream control of Agulhas Ring shedding. *Journal of Geophysical Research*, 107(C8). <http://doi.org/10.1029/2001JC000804>
- Schouten, M. W., Ruijter, W. P. M. De, Leeuwen, P. J. Van, & Ridderinkhof, H. (2003). Eddies and variability in the Mozambique Channel. *Deep-Sea Research II*, 50, 1987–2003. [http://doi.org/10.1016/S0967-0645\(03\)00042-0](http://doi.org/10.1016/S0967-0645(03)00042-0)
- Segtnan, O. (2006). *Simulating the circulation in the Mozambique Channel by use of a numerical ocean model*. (Master Thesis). Geophysical Institute. University of Bergen.
- Sete, C. I. (2010). *Tides structures and mixing along the mozambique coast 17*. (MSc dissertation) Geophysical Institute, University of Bergen.
- Sete, C., Ruby, J., & Dove, V. (2002). *Seasonal Variation of Tides, Currents, Salinity and Temperature along the Coast of Mozambique*. UNESCO (IOC) - ODINAFRICA.
- Shankar, D., Vinayachandran, P. N., & Unnikrishnan, A. S. (2002). The monsoon currents in the north Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, 52(1), 63–120. [http://doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00024-1](http://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00024-1)
- Silva, N. P. (2013). *Extremos de Vento Sobre o Oeste do Oceano Atlântico Sul: Análise Direcional das Ocorrências*. (Dissertação de Mestrado) Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.
- Sindhu, B., & Unnikrishnan, A. S. (2012). Return period estimates of extreme sea level along the east coast of India from numerical simulations. *Nat Hazards*, 61, 1007–1028. <http://doi.org/10.1007/s11069-011-9948-8>
- Smagorinsky, J., Manabe, S., & Holloway, J. L. (1965). Numerical Results From a Nine-Level General Circulation Model Of The Atmosphere. *Monthly Weather Review*, 93(12), 727–768.
- Smith, W. . H. F., & Sandwell, D. . (1997). Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science*, 2, 1956–1962.

- Stein, U., & Alpert, P. (1993). Factor Separation in Numerical Simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50(14), 2107–2115.
- Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research*, 106(D7), 7183–7192.
- Ternon, J. F., Bach, P., Barlow, R., Huggett, J., Jaquemet, S., Marsac, F., ... Roberts, M. J. (2014). The Mozambique Channel: From physics to upper trophic levels. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 100, 1–9. <http://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.10.012>
- Theron, A., & Barwell, L. (2012). *Responding to climate change in Mozambique: Theme 2: Coastal planning and adaptation to mitigate climate change impacts*. Stellenbosch: CSIR.
- Tomczak, M., & Godfrey, J. S. (1994). *Regional Oceanography: An Introduction* (Preganon, Vol. 0). New York.
- Vitart, F., Anderson, D., & Stockdale, T. (2003). Seasonal Forecasting of Tropical Cyclone Landfall over Mozambique. *Journal of Climate*, 16, 3932–3945.
- Warner, J. C., Armstrong, B., He, R., & Zambon, J. B. (2010). Development of a Coupled Ocean–Atmosphere–Wave–Sediment Transport (COAWST) Modeling System. *Ocean Modelling*, 35, 230–244. <http://doi.org/10.1016/j.ocemod.2010.07.010>
- Weisberg, R. H., & Zheng, L. (2006). A simulation of the Hurricane Charley storm surge and its breach of North Captiva Island. *Fla. Sci.*, 69(January), 152–165.
- Weisberg, R. H., & Zheng, L. (2008). Hurricane storm surge simulations comparing three-dimensional with two-dimensional formulations based on an Ivan-like storm over the Tampa Bay, Florida region. *Journal of Geophysical Research*, 113, C12001. <http://doi.org/10.1029/2008JC005115>
- Weisberg, R., & Zheng, L. (2006). Hurricane Storm Surge Simulations for Tampa Bay. *Estuaries and Coasts*, 29(6A), 899–913. <http://doi.org/10.1007/BF02798649>
- Wilks, D. S. (2006). *Statistical methods in the atmospheric sciences*. (R. Dmowska, D. Hartmann, & H. T. Rossby, Orgs.) (3rd ed, Vol. 100). New York: Academic Press.
- Willmot, C. J., Ackleson, S. G., Davis, R. E., Feddema, J. J., Klink, K. M., Legates, D. R., ... Rowe, C. M. (1985). Statistics for the Evaluation and Comparison of Models. *Journal of Geophysical Research*, 90(5), 8995–9005.
- WMO. (2011). *Guide to Storm Surge Forecasting*. WMO. Geneva.
- Zhang, H., & Sheng, J. (2013). Estimation of extreme sea levels over the eastern continental shelf of North America. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 6253–6273. <http://doi.org/10.1002/2013JC009160>
- Zhang, H., & Sheng, J. (2015). Examination of extreme sea levels due to storm surges and tides over the northwest Pacific Ocean. *Continental Shelf Research*, 93, 81–97. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2014.12.001>