



Université
de Toulouse

COTUTELLE ENTRE



UNIVERSITE DE TOULOUSE

École doctorale : Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Spécialité : Astrophysique, Sciences de l'Espace, Planétologie

Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS)

ET

UNIVERSITÉ ASSANE SECK DE ZIGUINCHOR

École Doctorale : Sciences, Technologies et Ingénierie (STI)

Spécialité : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat (LOSEC)

THÈSE DE DOCTORAT

Étude de l'évolution du niveau de la mer en Afrique de l'Ouest et conception d'un système d'alerte précoce contre les fortes marées et tempêtes pour une amélioration durable de la production rizicole en Guinée Bissau.

Directeurs : Dr Bamol Ali SOW, Dr Patrick MARCHESIELLO et Dr Luc DESCROIX

Présentée par : Arame DIEYE

Soutenue publiquement le **05 novembre 2024** devant le jury composé de :

Jury	Nom et prénom(s)	Grade	Établissement
Président	GAYE Amadou Thierno	Professeur titulaire	UCAD (Sénégal)
Rapporteurs	ANTHONY Edward	Professeur	Aix-Marseille Université (France)
	SOTTOLICHIO Aldo	Professeur	Université de Bordeaux (France)
	WADE Malick	Professeur assimilé	UGB (Sénégal)
Examineurs	NDOYE Siny	Maitre de conférences titulaire	UAM (Sénégal)
	ALMAR Rafael	Directeur de recherches	UMR LEGOS (France)
Directeurs	MARCHESIELLO Patrick	Directeur de recherches	UMR LEGOS (France)
	SOW Bamol Ali	Professeur assimilé	UASZ (Sénégal)

Dédicaces

À mes parents bien aimés :

Papa **Abdourahmane Dièye** et maman **Dibere Samba**, pour tous leurs sacrifices, leur amour, leur tendresse, leur soutien et leurs prières tout au long de mes études.

À ma famille bien aimée :

Mon Mari, Monsieur **Daouda Sow Seck** pour son amour, sa compréhension, sa patience et ses mots d'encouragement permanents et ma fille **Anta**.

À mon frère et mes sœurs :

Mon frère **Mamadou**, mes soeurs **Ya Fatou**, **Ndeye Seynabou**, **Ndeye Ami**, **Awa Diallo**, et **Khady Samba**, pour leur appui, leur encouragement et leur soutien tout au long de mon parcours universitaire.

Que ce travail soit l'accomplissement de vos vœux tant allégués, et le fruit de votre soutien infailible. Merci d'être toujours là pour moi.

Remerciements

C'est avec plaisir que ces quelques lignes sont écrites pour témoigner toute ma gratitude et ma reconnaissance aux personnes qui m'ont apporté leur soutien aux cours de mes recherches relatives à la présente thèse.

D'abord, je remercie chaleureusement mes directeurs de thèse, Dr Patrick Marchesiello, Dr Bamol Ali Sow et Dr Luc Descroix qui, par leur implication dans mes recherches et leur engagement sans failles, m'ont fait bénéficier à tout point de vue un encadrement de qualité et de portée scientifique.

Aussi, voudrais-je dire un merci chaleureux à Dr Habib Boubacar Dieng pour ses précieux conseils, ses utiles remarques et son soutien constant. Et j'y associe également tous les enseignants du Laboratoire LOSEC (Dr Mamadou Lamine Mbaye, Dr Samo Diatta et Pr Moctar Camara) qui ont participé à ma formation scientifique depuis mon Master.

Je tiens à remercier les doctorants et chercheurs avec qui j'ai eu à aborder des discussions et des échanges fructueux dans le cadre du projet Malmon DeSIRA en Guinée Bissau qui a financé ma thèse. Un grand et reconnaissant remerciement est adressé de ma part à ces brillantes chercheuses et doctorants que je veux nommer ici. Il s'agit de Pr Marina Temudo (PI du projet) et Dr Marie Paule Bonnet (IRD), des doctorants (Orlando Mendes, Sofia Conde, Filipa Zacarias, Merlin Leunda, Matilda Merkohasanaj, Gabriel Garbanzo, Viriato Cossa et Pieter-Jan Keleman,) et des post-doctorants (Jules Basse, Alexandre Badiane et Ibrahima Diba).

Ensuite, je formule un remerciement très amical et fraternel à mes amis et collègues doctorants des Laboratoires LOSEC et LEGOS pour les échanges fructueux et le soutien moral qu'ils n'ont cessé de m'apporter. Je veux nommer: Youssouph BADJI, Youssouph COLY, Birane NDOM, Amadou DIOUF, Adama THIANDOUM, Pierre Malang SADIO, Assane NDIAYE, David SAGNA, Issa Ba, Souleymane Thiam, Lucrece Djeumeni, Benjamin Kitambo et Habib Micael Aguedjou.

Messieurs les membres du jury, Pr Moctar Camara, Dr Malick Wade, Pr Edward Anthony, Pr Aldo Sottolichio, Dr Rafael Almar et Dr Siny Ndoeye devant évaluer les travaux de ma thèse, je vous prie d'accepter l'expression de mes remerciements les plus sincères.

Pour terminer, je rends hommage à mes parents, à mon mari et tous ceux qui m'ont apporté leur soutien et accompagné pour me permettre d'accroître mes compétences scientifiques et d'être une adepte du développement personnel.

Résumé:

Cette thèse, financée par la commission européenne, s'inscrit dans le cadre du projet Malmon DeSIRA "Mangrove, riz de mangrove : améliorer durablement la production de riz, les écosystèmes de mangrove et les moyens de subsistance des populations" en Guinée Bissau. L'objectif était d'améliorer l'état actuel des connaissances sur les variations du niveau de la mer près des côtes Ouest africaines et à une échelle plus fine, d'étudier le comportement de la marée dans la zone côtière et estuarienne de la Guinée-Bissau en vue de la mise en place d'un Système d'Alerte Précoce (SAP) contre les fortes marées et tempêtes pour une amélioration durable de la production de riz de mangrove dans le pays. Ce faisant, la distribution régionale de la hausse du niveau de la mer près des côtes ouest africaines a été étudiée en termes de variabilité inter-annuelle et de tendance; les modes de variabilité climatique dans le bassin Atlantique et le Pacifique (ENSO) qui montrent un impact significatif sur la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer et sur l'estimation de la tendance ont été identifiés. A une échelle plus réduite, dans la zone côtière et estuarienne de la Guinée-Bissau, le modèle numérique CROCO a été utilisé pour modéliser la marée et analyser : (1) les caractéristiques physiques et dynamiques de la marée (amplitudes et phases); (2) les propriétés d'amplification de la marée (convergence et résonance) par l'analyse du bilan énergétique et de la résonance des ondes en fonction de leur fréquence; (3) la distorsion (asymétrie) de l'onde de marée à l'intérieur des estuaires par effets non-linéaires; (4) la circulation résiduelle lagrangienne et eulérienne et le temps de résidence des particules d'eau soumises à la marée sur le plateau et dans les estuaires en Guinée-Bissau; et (5) l'influence de la bathymétrie à fine échelle et celle de l'archipel des Bijagos dans les caractéristiques de la marée. Nous avons également décrit le réseau de marégraphes du projet Malmon DeSIRA en Guinée-Bissau mis en place dans le cadre de cette thèse et son processus d'implémentation. Nous avons fait un retour d'expérience sur les difficultés rencontrées, sur l'instrumentation et sur le système de suivi mis en place pour la sécurisation des appareils et la pérennisation du réseau. Nous avons décrit les deux prototypes de SAP mis en place sur la base de ce réseau. Le premier est basé sur le modèle de marée (calibré par les données des marégraphes), en utilisant pour les processus subtidaux les modèles globaux de prévision de l'océan et de l'atmosphère dans une procédure de "downscaling". Le second est un modèle simple de prévision des hauteurs de marée basé sur les données des marégraphes. Ce dernier s'avère avantageux dans les zones reculées des estuaires où la bathymétrie est très mal connue, ce qui peut donc affecter la précision des simulations numériques.

Mots clés : Niveau de la mer, marée, tendance, variabilité inter-annuelle, modes de variabilité climatique, Submersions marines, système d'alerte précoce, agriculture, Guinée Bissau, Afrique de l'ouest.

Abstract:

This thesis is part of the Malmon DeSIRA project “Mangrove, mangrove rice: sustainably improving rice production, mangrove ecosystems and people’s livelihoods in Guinea Bissau” funded by the European Commission. The objective is to improve the state of knowledge of current sea level variations near the West African coast and at a finer scale, to study tidal behavior in the coastal and estuarine zone of Guinea-Bissau to improve tidal forecasting and to set up an early warning system (EWS) for high tides and storm surges, to improve the sustainability of mangrove rice production. Thus, in this thesis, we studied the regional distribution of sea level rise near the West African coast in terms of trends and interannual variability, we identified the modes of climate variability in the Atlantic and Pacific (ENSO) that have a significant impact on inter-annual variability of sea level and on trend estimation. On a smaller scale, in the coastal and estuarine zone of Guinea-Bissau, we used the CROCO numerical model to simulate coastal and estuarine tides, then to estimate : (1) tidal characteristics (amplitudes and phases); (2) tidal amplification (convergence and resonance) by analyzing the tidal energy balance and resonance properties of tidal waves as a function of their frequency; (3) distortion (asymmetry) of estuarine tides by nonlinear effects; (4) Lagrangian and Eulerian residual circulation and residence time of tidal water particles on the shelf and in estuaries of Guinea-Bissau; and (5) the influence of fine-scale bathymetry and that of the Bijagos archipelago on tidal characteristics. We also describe the tide gauge network of the Malmon DeSIRA project, set up as part of this thesis, and its implementation process in Guinea-Bissau. We provide feedback on the difficulties encountered, the instrumentation, and the monitoring system put in place to secure the equipment and ensure the network’s long-term viability. We then described the EWS prototypes implemented based on this network. One system is based on the tidal model (calibrated by tide gauge data), using global ocean and atmosphere forecast models for subtidal processes in a “downscaling” procedure. The second is a simple tidal range prediction model based on tide gauge data. The latter proves advantageous in remote areas of estuaries where bathymetry is very poorly known, which can therefore affect the accuracy of numerical simulations.

Keywords: Sea level, tides, trends, inter-annual variability, climate variability modes, marine submersions, early warning system, agriculture, Guinea Bissau, West Africa.

Table de matière

Dédicaces	iii
Remerciements	iv
Résumé	v
Table of Contents	vii
List of Figures	xi
List of Tables	xv
1 Introduction générale	1
2 Tendance et variabilité du niveau de la mer près des côtes de l’Afrique de l’ouest	5
2.1 Introduction	5
2.2 Présentation de la zone d’étude	6
2.3 Techniques de mesure des variations actuelles du niveau de la mer	8
2.3.1 Les marégraphes	8
2.3.2 Les données altimétriques	9
2.3.2.1 Acquisition de données et principe de mesure des satellites altimétriques	10
2.3.2.2 Les erreurs sur les mesures de SSH et corrections des données	11
2.3.2.3 Les différents produits du niveau de la mer	12
2.4 Données et méthodes	13
2.4.1 Mode climatique ENSO	14
2.4.2 Modes climatiques Atlantique	15
2.5 Résumé de l’article intitulé ”Impact of climate variability modes on trend and interannual variability of sea level near the West African coast”	17
2.6 Conclusion	20
3 Caractéristiques et mécanismes de la marée en Guinée-Bissau	31
3.1 Introduction	31
3.2 Présentation de la zone d’étude (Guinée-Bissau)	33
3.3 Méthodes	34
3.3.1 Description du modèle CROCO	34
3.3.1.1 Équations primitives et approximations	36

3.3.1.2	Discrétisation spatiale et temporelle	38
3.3.1.3	Génération de la grille: Présentation de la configuration	40
3.3.1.4	Forçages	41
3.4	Calage et Validation du modèle	42
3.4.1	Données des stations de marégraphes	44
3.4.2	Données altimétriques	45
3.5	Sensibilité du modèle	47
3.5.1	Sensibilité au choix et au traitement de la bathymétrie	48
3.5.2	Sensibilité à la friction de fond	52
3.5.3	Sensibilité à la résolution verticale	52
3.6	Caractéristiques et mécanismes de la marée en Guinée-Bissau : Article et "préprint" insérés à la fin de la section	52
3.6.1	Caractéristiques de la marée en Guinée-Bissau	54
3.6.2	Amplification de la marée	55
3.6.2.1	Convergence	56
3.6.2.2	Résonance	56
3.6.3	Asymétrie de la marée	61
3.6.4	Circulation résiduelle	63
3.6.5	Temps de résidence	64
3.7	Conclusion	66
4	Réseau de Mesure et Système d'Alerte Précoce (SAP)	124
4.1	Description du réseau de marégraphes du projet Malmon DeSIRA	124
4.2	Implantation du réseau	125
4.2.1	Prise de contact et demande d'autorisation d'installation des in- struments	125
4.2.2	Réunions d'information préalable à l'installation	126
4.2.3	Installation des instruments	127
4.2.3.1	Repérage et choix du site	127
4.2.3.2	Câblage et configuration	128
4.2.3.3	Installation	128
4.3	Soucis de sécurité rencontrés	128
4.3.1	Difficultés techniques	130
4.3.2	Efforts déployés pour la sécurisation des appareils	134
4.3.2.1	réunions élargies avec les villageois	134
4.3.2.2	Mise à contribution des pratiques rituelles et traditionnelles	135
4.3.2.3	Mise à contribution des moyens radiophoniques	136
4.3.2.4	stratégie de suivi et de pérennisation du réseau	136
4.4	Système d'alerte précoce en Guinée-Bissau	136
4.4.1	Contexte et Problématiques	136
4.4.2	Système de prévision basé sur le modèle de marée	137
4.4.3	Système de prévision basé sur les données in-situ	138
4.5	Conclusion	140
5	Conclusions et perspectives	146
5.1	Rappel du contexte et des objectifs de la thèse	146
5.2	Synthèse des résultats de la thèse	148

5.3 Limites et perspectives	150
Bibliographie	151
A Annexes	165

List of Figures

2.1	Niveau moyen de la mer régionale (en bleu) et celle globale (en rouge). Les cycles annuels et semi-annuels sont supprimés et les séries sont lissées sur trois mois.	7
2.2	Carte de localisation de l’Afrique de l’ouest	7
2.3	Afrique de l’Ouest et Centrale Précipitation Moyennes Annuelles (Période 1951-1989). Source: ESDAC (https://esdac.jrc.ec.europa.eu/content/west-and-central-africa-mean-annual-rainfall-1951-1989-afrique-de-louest-et-centrale).	8
2.4	Carte de répartition des marégraphes en Afrique de l’ouest. Source: https://psmsl.org/data/obtaining/map.html	9
2.5	Succession des missions altimétriques. Source: ”Aviso+ (2022). Timeline of modern radar altimetry missions. https://doi.org/10.24400/527896/A02-2022.001 version YYYY/MM”	10
2.6	Principe de mesure altimétrique. Source: AVISO	11
2.7	Schéma montrant les mécanismes physiques par lesquels la SST (ombrée), l’OLR (”outgoing longwave radiation”)(contours), les vents zonaux et méridiens de surface (vecteurs) et la pression du niveau de la mer (représentée par ”H” et ”L” qui indiquent le centre de haute et basse pression, respectivement) déterminent l’indice ENSO multivarié (MEI) en hiver pendant (a) les événements El Niño et (b) les événements La Niña. Le schéma est basé sur les anomalies composites pour novembre-décembre (ND) tirées de 11 événements chauds et 11 événements froids au cours de la période 1980-2016. Source: NOAA (https://psl.noaa.gov/enso/mei/)	15
2.8	Variabilité inter-annuelle du niveau de la mer globale (en rouge) et en Afrique de l’ouest (en noir) entre 1993 et 2018	19
3.1	Carte de localisation de la Guinée-Bissau	34

3.2	Photos des rizières à Cadiqué, Guinée-Bissau illustrant la configuration des rizières de mangrove à l'intérieur des terres par rapport aux forêts de mangrove et aux vasières sur les rives des estuaires. (Image de Pierre Campredon)	35
3.3	Coordonnées "sigma" généralisées. Source: https://croco-ocean.gitlabpages.inria.fr/croco`doc/model/model.grid.html	39
3.4	Grille décalée d'Arakawa C. source: https://croco-ocean.gitlabpages.inria.fr/croco`doc/model/model.grid.html	39
3.5	Vue schématique de la discrétisation temporelle	40
3.6	Bathymétrie C-MAP interpolée dans les deux grilles imbriquées utilisées dans cette étude. La grille parent à droite couvre toute la côte de la Guinée-Bissau avec une résolution de 3 km, indiquant également les deux traces des satellites TOPEX/POSEIDON dans la région. La grille enfant à gauche avec une résolution de 1 km couvre les principaux estuaires et l'archipel des Bijagos, indiquant également les stations de marégraphes utilisées pour la calibration et la validation du modèle.	42
3.7	TPXO: Amplitudes (m) des principaux constituants de marée (M2, S2, N2 et K1) dans la zone côtière de la Guinée-Bissau.	43
3.8	TPXO: Phases (degré) des principaux constituants de marée (M2, S2, N2 et K1) dans la zone côtière de la Guinée-Bissau.	44
3.9	Variations de hauteur d'eau à Bissau (septembre 2021), Bubaque (mai-juin 2021) et Cadique (octobre-novembre 2021), d'après les marégraphes, CROCO et TPXO.	47
3.10	Harmoniques de marée à Bissau. Les données du marégraphe (en haut), la solution du modèle (au centre) et le forçage TPXO9 (en bas).	48
3.11	Différence d'amplitude entre le modèle et l'altimétrie (cercles dont la référence est donnée en bas à gauche des cartes) des principaux constituants de marée superposée aux cartes d'amplitude du modèle de ces mêmes constituants.	49
3.12	Différence de phase entre le modèle et l'altimétrie (cercles dont la référence est donnée en bas à gauche des cartes) des principaux constituants de marée superposée aux cartes de phase du modèle de ces mêmes constituants.	50

3.13	Amplitudes (m) des principaux constituants de marée (M2, S2, N2 et K1) dans la zone côtière de la Guinée-Bissau.	54
3.14	Phases (degré) des principaux constituants de marée (M2, S2, N2 et K1) dans la zone côtière de la Guinée-Bissau.	55
3.15	Marnage donné par le modèle CROCO dans la zone côtière de la Guinée Bissau	55
3.16	(a) Flux d'énergie de marée (kW/m) et (b) Dissipation d'énergie de marée (W/m ²).	57
3.17	Vue schématique des quatre premiers modes de résonance dans un bassin rectangulaire ouvert de profondeur uniforme ([114])	59
3.18	Indice de résonance (facteur d'amplification) présenté comme le rapport d'amplitude entre les amplitudes côtières et les amplitudes au large pour différentes périodes de marée (avec même amplitude et même phase de forçage aux limites du modèle). Les sites côtiers se trouvent soit au fond, soit à l'embouchure de l'estuaire de Geba (courbes noires) et de l'estuaire de Buba (courbes rouges). Une première amplification se produit sur le plateau, entre le large et les embouchures (courbes en pointillés), et une seconde dans les estuaires (courbes pleines).	60
3.19	Marnage (m), donnée par une simulation utilisant la marée de forçage M2 avec deux périodes différentes : 11 h (à gauche), 5 h (à droite). Ces périodes correspondent au pic de résonance dans les estuaires de Geba et de Buba respectivement, illustré en Fig. 3.18	60
3.20	Indicateurs de l'asymétrie du mouvement de marée : a) rapport d'amplitude M4/M2 ; b) asymétrie relative en "dents de scie" de la marée (asymétrie autour de l'axe vertical)	62
3.21	Amplitude et phase de la marée M4 et de la marée mixte MS4. Notez le schéma spatial similaire mais l'amplitude maximale plus faible de MS4 par rapport à M4.	63
3.22	Résiduel de marée en Guinée Bissau. En haut) "tidal setup" estimée par le niveau moyen de la mer. Centre) Courants résiduels eulériens [m/s]. En bas) Courants résiduels lagrangiens [m/s].	65
3.23	Temps de résidence lagrangien (jours en échelle logarithmique) due à la circulation de la marée en Guinée Bissau.	66

4.1	Localisation des stations de marégraphes installées dans le cadre de la thèse en Guinée Bissau	126
4.2	Plan de câblage avec les panneaux solaires (à gauche) et banc d'essai(à droite)	128
4.3	Installation station marégraphe	129
4.4	Station de Boubaque (photo à gauche), l'état de l'installation après collision avec une pirogue (photo à droite)	131
4.5	Station de Mansoa avant vol	131
4.6	Station de kandemba avant et après le vol (en haut), après vandalisme (en bas)	132
4.7	Station pont Amilcar Cabral avant le premier vol (à gauche) et ce qui reste de l'installation après vol (à droite)	132
4.8	Marée basse à empada (à gauche) et à Buba (à droite)	133
4.9	Première station du pont Sao Vicente qui risquait d'être emportée par les courants (en haut) et la seconde (en bas)	133
4.10	État des batteries après une année d'utilisation	134
4.11	Réunions élargies avec les villageois à Banbadinca et à Joa Landim	135
4.12	SSH (Sea Surface Heights) et vent prédit avec CROCO en Guinée-Bissau	142
4.13	Hauteur d'eau du marégraphe (bleu) et prédite (rouge).	143
4.14	Rupture de digues après la submersion de digues à Cafine le 10 février 2024	144
4.15	Hauteur d'eau du marégraphe (bleu) et prédite (rouge) à Cadique en sur la période de Mai 2023 à février 2024 (en haut) et sur février 2024 (en bas).	145

List of Tables

3.1	Erreurs entre le modèle, le marégraphe de Bissau et le forçage (TPXO9) en termes d'amplitude (cm) et de phase (°) des 4 principaux constituants de marée : M2, S2, N2 et K1 obtenues sur une période de simulation de 8,5 mois (21 août 2021 - 5 mai 2022)	45
3.2	Erreurs entre le modèle, le marégraphe de Bubaque et le forçage (TPXO9) en termes d'amplitude (cm) et de phase (°) des 4 principaux constituants de marée : M2, S2, N2 et K1 obtenues sur une période de simulation de 8,5 mois (8 mai 2021 - 14 janvier 2022)	46
3.3	Erreurs entre le modèle, le marégraphe de Cadique et le forçage (TPXO9) en termes d'amplitude (cm) et de phase (°) des 4 principaux constituants de marée: M2, S2, N2 et K1 obtenues sur une période de simulation de 6 mois (octobre 2021 - mai 2022)	46
3.4	RMSE entre le modèle et les observations satellitaires en termes d'amplitude (cm) et de phase (°) des 4 principaux constituants de marée: M2, S2, N2 et K1 obtenus sur une période de simulation de 7 mois (mai 2021 - novembre 2022)	49
3.5	Indicateurs de l'asymétrie de marée à partir des comparaisons d'amplitude et de phase M4 et M2 dans les estuaires de Geba et de Buba	62
4.1	Tableau récapitulatif des types d'appareil installés et des paramètres mesurés.	125
4.2	Probabilité de dépassement de marée à Cadique.	140
4.3	Amplitude (cm) des harmoniques principales au marégraphe de Bissau et erreurs de phase (°) et amplitude (cm) entre le marégraphe et les hauteurs d'eau prédites. On considère les 4 principaux constituants de marée : M2, S2, N2 et K1.	140

4.4 Amplitude (cm) des harmoniques principales au marégraphe de Boubaque et erreurs de phase (°) et amplitude (cm) entre le marégraphe et les hauteurs d'eau prédites. On considère les 4 principaux constituants de marée : M2, S2, N2 et K1. 140

4.5 Amplitude (cm) des harmoniques principales au marégraphe de Cadique et erreurs de phase (°) et amplitude (cm) entre le marégraphe et les hauteurs d'eau prédites. On considère les 4 principaux constituants de marée : M2, S2, N2 et K1. 140

Chapter 1

Introduction générale

Au cours de l'histoire, le niveau moyen de la mer globale (GMSL pour "Global Mean Sea Level") a connu plusieurs variations. Les observations géologiques révèlent que lors du dernier maximum glaciaire où l'hémisphère Nord était en grande partie recouvert de glace, le GMSL était environ 120 mètres plus bas qu'aujourd'hui. Puis, lors de la fonte de ces calottes glaciaires, le GMSL a progressivement remonté et s'est stabilisé il y a 6 000 à 2 000 ans [1]. Ensuite, le niveau des océans a peu varié durant plusieurs millénaires et ne s'est pas élevé de plus de 0.5 mm/an jusqu'à l'ère industrielle [2].

Après l'ère industrielle, au cours du XXème siècle, les enregistrements marégraphiques, disponibles au niveau des ports ont révélé une hausse globale de 1.71 mm/an [3] soit une tendance trois à quatre fois supérieure à celle des millénaires passés et qui est essentiellement d'origine anthropique. À partir de l'année 1993, les satellites altimétriques mesurent régulièrement les variations du niveau de la mer de façon quasi-globale et régionale [4-8]. Les résultats scientifiques obtenus grâce à cette technique de mesure, notamment avec les missions Topex/Poseidon (T/P), Jason (1/2), ERS (1/2) et Envisat, ont montré une hausse de 3.1 mm/an du GMSL [9], soit le double des observations marégraphiques du XXème siècle, indiquant une accélération durant les trois dernières décennies. L'accélération est estimée à $0.013 \text{ mm/an}^2 \pm 0.006$ [10]. À l'horizon 2100, tous les scénarios de forçage radiatif (les scénarios RCP4.5, RCP6.0 et RCP8.5) prédisent la continuité de cette montée des eaux qui pourrait atteindre 0.5 m à 1 m [11]. Une surveillance précise des changements du niveau moyen des océans est donc à la fois un indicateur de l'évolution du climat et une source d'information cruciale pour lutter contre les risques environnementaux et socio-économiques affectant les populations locales [4].

L'élévation actuelle du niveau de la mer représente ainsi l'un des principaux indicateurs du changement climatique [6]. Au niveau global, elle reflète principalement le

réchauffement des océans (entraînant l'expansion thermique de l'eau de mer) et la fonte des glaces: deux processus directement liés au réchauffement climatique anthropique [6, 11, 12]. Elle répond également aux divers modes de variabilité climatique qui peuvent temporairement aggraver les effets du changement global [13]. Cependant, une importante variabilité régionale accompagne cette hausse [2, 14]. Dans le Pacifique ouest par exemple, l'élévation du niveau de la mer est environ trois fois plus rapide que celle du GMSL tandis que dans le Pacifique tropical Est, elle est plus faible. Cette variabilité régionale est essentiellement liée à des variations de pression atmosphérique à la surface de la mer [15], à une expansion thermique non uniforme [16], à des changements du vent et de la circulation océanique (effets d'ajustement stérique et non stérique). Elle est également due à des effets "statiques" dus à la réaction viscoélastique de la croûte terrestre — associée au rebond post-glaciaire de la dernière déglaciation survenue il y a 20 000 ans, également appelé GIA : ajustement glacio-isostatique [17–21] et aux échanges d'eau entre l'atmosphère, les surfaces continentales et l'océan (précipitation, ruissellement et évaporation) affectant les réservoirs d'eau douce tels que les rivières et les grands fleuves. Il est donc nécessaire de mener des études régionales [22], pour une meilleure compréhension des impacts de la montée du niveau de la mer dans les régions côtières et les îles basses, souvent très peuplées [2, 9].

La région ouest africaine, présentant des zones côtières de faibles altitudes n'échappe pas aux risques liés à l'élévation du niveau de la mer et à l'augmentation de l'intensité et de la fréquence des tempêtes [23]. La plupart des grandes mégapoles qui longent ces côtes sont fréquemment exposées à des inondations [24]. Cependant, il existe de grandes lacunes dans la connaissance de l'évolution du niveau de la mer et des processus d'inondation et d'érosion côtière dans la région. Ceci, en raison d'un déficit d'étude et de données in-situ. Les données satellitaires sont actuellement le seul moyen d'étudier la distribution régionale du niveau de la mer, étant donné que la région possède le plus petit nombre de marégraphes de toutes les côtes du monde [25], car les stations sont très difficiles à déployer et à maintenir. Au regard de ce déficit de données et de littérature scientifique et vu les enjeux sociaux et économiques importants liés à ce phénomène, il est urgent d'apporter une réponse scientifique pour mieux comprendre l'évolution du niveau de la mer près des côtes Ouest africaines. Cette question est devenue une préoccupation pour tous les États de la région et représente un défi majeur face à la nature inéluctable du changement climatique et à l'augmentation de la population côtière soumise à une forte pression économique [26]. Cette thèse s'inscrit donc dans le contexte d'une meilleure connaissance des variations du niveau de la mer en Afrique de l'ouest et d'une meilleure prise en charge des problèmes liés à celles-ci. Ainsi, l'un des principaux objectifs de cette thèse est de remédier au déficit de connaissance régionale en analysant la distribution régionale de variation du niveau de la mer, en termes de tendance et de

variabilité inter-annuelle, en identifiant les principaux modes de variabilité climatique et en estimant l'impact de cette variabilité sur la précision avec laquelle la tendance est estimée sur la base des données altimétriques.

En effet, les données altimétriques se sont considérablement améliorées près des côtes au cours de ces dernières années. Ces améliorations sont dues aux missions altimétriques récentes telles que Geosat follow-on (GFO), CRYOSAT-2 et HY-2A, combinées avec des missions plus anciennes (Topex/Poséidon et Jason-1/2/3). En Afrique de l'Ouest, plusieurs études ont été menées pour la validation de ces produits altimétriques près des côtes [8, 27, 28]. Dans cette thèse, les données grillées CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service), DUACS version DT (DT2018) ont été utilisées, qui montrent une grande amélioration dans les zones côtières par rapport à la version DT2014 [29], ceci grâce aux efforts des équipes DUACS (Data Unification and Altimeter Combination System) et aux récentes missions altimétriques mentionnées précédemment. Notre objectif dans cette étude est de profiter de ces progrès pour améliorer la compréhension de l'évolution du niveau de la mer en Afrique de l'ouest tout en le comparant au GMSL en termes de tendance et de variabilité inter-annuelle.

À l'échelle locale, ce sont les variations à plus hautes fréquences du niveau de la mer qui impactent le plus les populations, comme celles dues aux marées de fortes amplitudes. La zone côtière de la Guinée-Bissau contient d'importantes zones de faible altitude qui abrite la majeure partie de la population et de l'activité économique, ce qui la rend particulièrement vulnérable aux inondations côtières, en particulier lors des marées de vives eaux et des ondes de tempête [30]. Les rizières de mangrove sont particulièrement menacées par la montée des eaux et semblent de plus en plus exposées à des inondations dues à des variations brusques et intenses du niveau de la mer. Ces submersions marines entraînent la salinisation des terres et des eaux et rendent progressivement celles-ci impropres à l'agriculture. Elles provoquent également la diminution des terres arables et accentuent la baisse des rendements agricoles et la pauvreté de manière générale. Dans la région de Tombali par exemple, entre 2009 et 2011, les submersions marines ont entraîné une perte de 97,2 à 99,6 % du riz, ce qui correspond à une diminution de la production de 2 à 51 % [31]. Ainsi, dans le cadre du projet Malmon "Mangroves, mangrove rice and mangrove people: sustainably improving rice production, ecosystems and livelihoods" en Guinée-Bissau, un autre objectif principal de la thèse est de décrire le comportement de la marée à l'intérieur des estuaires et près des côtes en vue de la mise en place d'un système d'alerte précoce contre les inondations dues aux grandes marées et aux tempêtes, qui devrait permettre aux agriculteurs de renforcer leurs digues en temps utile en cas de risques avérés d'inondation. Ainsi, à une échelle plus fine, il s'agira d'abord d'améliorer la prévision des marées en Guinée-Bissau en analysant leurs caractéristiques (amplitudes et phases des principales composantes de la marée) et

les mécanismes d'amplification (convergence et résonance) et de distorsion (asymétrie). Ce faisant, nous avons utilisé un modèle numérique de circulation côtière (CROCO) et des moyens techniques opérationnels d'observation spatiale et in-situ (notamment l'altimétrie spatiale de haute précision et les marégraphes). Nous privilégierons particulièrement les données collectées dans le cadre du projet Malmon DeSIRA, destinées à contribuer au renforcement de la capacité de résilience des populations pour améliorer durablement la production rizicole en Guinée-Bissau.

Ainsi, cette thèse s'articule autour de 3 chapitres avec trois articles insérés. L'étude bibliographique et une description complète des méthodes et des données utilisées sont présentées dans chaque chapitre. Ce choix nous a semblé plus adapté à la variété des techniques utilisées (modélisation, observation satellite, déploiement des marégraphes):

- Sur le premier chapitre, nous présentons les méthodes et données d'observation satellite du niveau de la mer régional et global, et nous analysons: (1) la distribution régionale de la hausse du niveau de la mer près des côtes de l'Afrique de l'ouest; (2) l'impact des modes de variabilité climatique régionale et globale sur la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer et (3) l'influence de la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer sur l'estimation de la tendance régionale.
- sur le deuxième chapitre, nous décrivons et utilisons le modèle numérique CROCO pour modéliser la marée et nous analysons: (1) les caractéristiques physiques et dynamiques de la marée (amplitudes et phases); (2) les propriétés d'amplification de la marée (convergence et résonance) par l'analyse du bilan énergétique et de la résonance des ondes en fonction de leur fréquence; (3) la distorsion (asymétrie) de l'onde de marée à l'intérieur des estuaires par effets nonlinéaires; (4) la circulation résiduelle lagrangienne et euleurienne et le temps de résidence des particules d'eau soumises à la marée sur le plateau et dans les estuaires en Guinée-Bissau; et (5) l'influence de la bathymétrie à fine échelle et celle de l'archipel des Bijagos dans les caractéristiques de la marée.
- sur le troisième chapitre, nous décrivons le réseau de marégraphes du projet Malmon DeSIRA en Guinée-Bissau mis en place dans le cadre de cette thèse et son processus d'implémentation. Nous y faisons un retour d'expérience sur les difficultés rencontrées, sur l'instrumentation et sur le système de suivi mis en place pour la sécurisation des appareils et la pérennisation du réseau. Nous décrivons ensuite les prototypes de système de prévision contre les inondations dues aux fortes marées et tempêtes que nous avons mis en place sur la base de ce réseau.

Chapter 2

Tendance et variabilité du niveau de la mer près des côtes de l’Afrique de l’ouest

L’objectif principal de ce chapitre est d’analyser: (1) la distribution régionale de la hausse du niveau de la mer près des côtes de l’Afrique de l’ouest; (2) l’impact des modes de variabilité climatique régionale et globale sur la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer et (3) l’influence de la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer sur l’estimation de la tendance régionale.

2.1 Introduction

L’élévation du niveau de la mer due au changement climatique est une préoccupation majeure pour toutes les régions côtières vulnérables et de faible altitude [32]. La zone côtière de l’Afrique de l’ouest, sur l’Atlantique Tropical Est (ATE), est particulièrement vulnérable à l’élévation du niveau de la mer en raison de la présence de plusieurs mégapoles de faible altitude [33, 34], occupées d’écosystèmes hautement productifs (les mangroves, les estuaires et les deltas) qui abritent des activités socio-économiques vitales telles que le commerce, le tourisme, la pêche et la croissance industrielle [35]. Cette vulnérabilité au niveau de la mer risque de s’accroître dans le futur avec une tendance régionale à la hausse très inquiétante (3.1 mm/an) presque égale à celle du GMSL (Global Mean Sea Level) durant les trois dernières décennies [36] (figure 2.1). Ainsi, de nombreuses zones littorales et insulaires sont menacées de submersion dans la région et sont exposées à des inondations qui entraînent des dommages socio-économiques considérables. La sécurité alimentaire est également très menacée notamment avec la

réduction des surfaces agricoles due à la salinisation des terres (entraînant une baisse continue des rendements agricoles et par conséquent une accentuation de la pauvreté), des eaux de surface et des aquifères (qui les rend impropre à la consommation et à l’agriculture et qui affecte négativement la disponibilité de l’eau douce sur le littoral). Cependant, il n’est pas toujours facile de distinguer l’effet de la croissance démographique et de l’activité humaine associée (pompage des eaux souterraines pour l’irrigation, par exemple) de celui du changement global sur la vulnérabilité des côtes, mais il est essentiel de comprendre l’évolution du niveau de la mer près des côtes de l’Afrique de l’Ouest. Elle est donc devenue une préoccupation majeure pour la communauté scientifique ouest-africaine, d’autant plus que l’ampleur des variations du niveau de l’eau n’est pas encore bien connue. Il existe également de grandes lacunes dans la connaissance des processus d’inondation et d’érosion, dans la disponibilité des données in-situ et dans la capacité de mise en place de politique d’adaptation et d’atténuation en raison de la faiblesse économique des États concernés. Cette thèse s’inscrit dans ce contexte et notre objectif dans cette partie est d’améliorer l’état de la connaissance sur la hausse et la variabilité du niveau de la mer près des côtes de l’Afrique de l’ouest, étape nécessaire pour mieux prévoir les risques de submersion. Ainsi, dans ce qui suit, nous allons:

1. Présenter les différentes techniques de mesure des variations actuelles du niveau de la mer, les différents produits du niveau de la mer disponibles au niveau mondial et dans la région et décrire les processus d’acquisition et de traitement des données;
2. Analyser la distribution régionale de la hausse du niveau de la mer et les impacts des modes de variabilité climatique globale (El Niño et La Niña) et régionale (modes de variabilité de l’Atlantique tropical et de l’Atlantique Nord) sur la tendance et la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer près des côtes ouest africaines;
3. et enfin analyser l’influence de la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer et de ces modes de variabilité climatique sur l’estimation de la tendance régionale.

2.2 Présentation de la zone d’étude

La zone d’étude est l’Afrique de l’ouest (5°S – 25°N ; 35°O – 10°E), soit la zone de l’Atlantique Tropical Est présentée dans la figure 2.2. Le littoral est ouvert sur 14 pays (de la Mauritanie à la Guinée Équatoriale), s’étend sur près de 15 000 km et est en grande partie constitué d’estuaires et de plages, avec une topographie plate d’altitude inférieure à 300 m. Les apports d’eau douce dans la région sont très faibles et sont généralement fortement liés à la variabilité des précipitations locales [37]. Le climat est tropical sec avec,

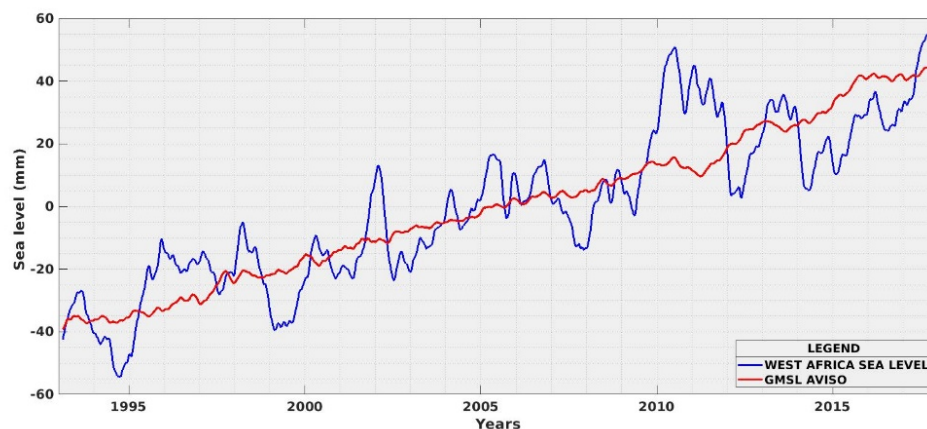


FIGURE 2.1: Niveau moyen de la mer régionale (en bleu) et celle globale (en rouge). Les cycles annuels et semi-annuels sont supprimés et les séries sont lissées sur trois mois.

en moyenne annuelle, une température de l'air de 23.5°C et des précipitations faibles mais croissantes du Nord au Sud (figure 2.3).

La région ouest africaine présente une forte variabilité climatique aux échelles de temps inter-annuelles à décennales. Cette variabilité se traduit par la présence de plusieurs modes de variabilité climatique, par une forte variabilité inter-annuelle de la pluviométrie qui est liée à la variabilité de la mousson et par une forte variabilité de la température de surface de la mer (SST). La variabilité locale peut avoir une origine distante, en l'occurrence le bassin Pacifique, ou correspondre à des modes de l'Atlantique Nord. Ainsi, la variabilité du vent et de la SST en Atlantique tropical est influencée par le Pacifique tropical [38–41] et les latitudes moyennes Atlantiques [41–43]. En particulier, les événements de SST froide dans l'Atlantique tropical Nord pendant le printemps boréal sont associés à des changements du vent de surface dans le Pacifique équatorial et subtropical associés au développement d'El Niño [44].

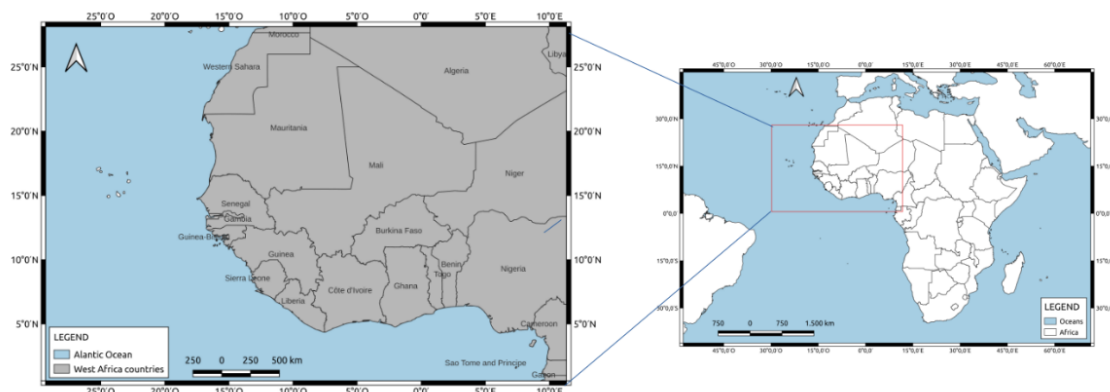


FIGURE 2.2: Carte de localisation de l'Afrique de l'ouest

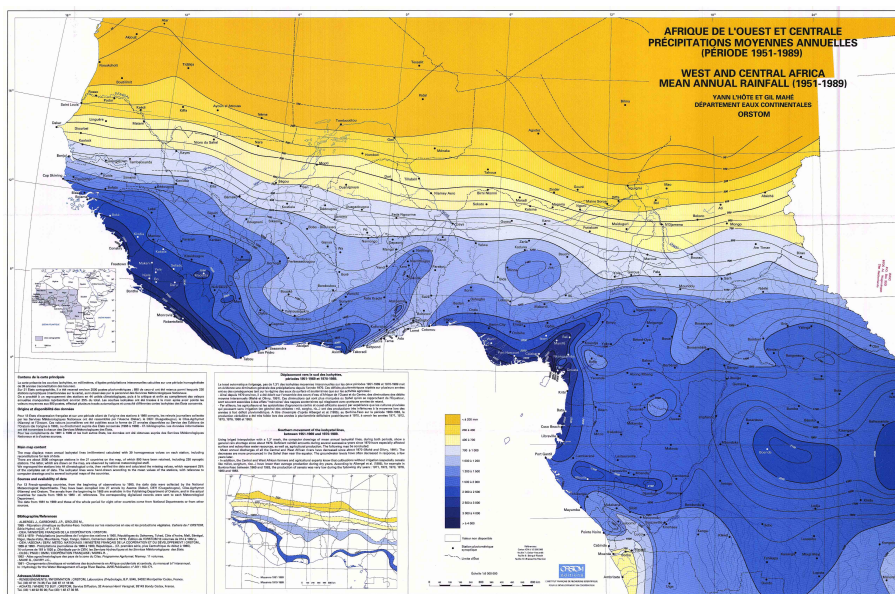


FIGURE 2.3: Afrique de l'Ouest et Centrale Précipitation Moyennes Annuelles (Période 1951-1989). Source: ESDAC (<https://esdac.jrc.ec.europa.eu/content/west-and-central-africa-mean-annual-rainfall-1951-1989-afrique-de-louest-et-centrale>).

2.3 Techniques de mesure des variations actuelles du niveau de la mer

Il y a pratiquement deux techniques de mesure directes des variations du niveau de la mer: les marégraphes (in-situ) utilisés depuis la période post-industrielle (de 1750 à nos jours) et les satellites altimétriques mis en service depuis l'année 1990. Les variations du niveau de la mer qui ont précédé l'avènement de ces instruments de mesure peuvent cependant être reconstituées de manière indirecte sur plusieurs dizaines de millions d'années grâce à des informations issues: (1) d'archives sur les fossiles (récifs coralliens, débris de plages émergées); (2) des sédiments marins et (3) des fouilles archéologiques (structures portuaires par exemple).

2.3.1 Les marégraphes

Notre connaissance du changement du niveau de la mer au cours des siècles précédents provient essentiellement des mesures effectuées par les marégraphes situés le long des côtes et des îles continentales [45]. Ces enregistrements, disponibles dans les ports depuis deux siècles, destinés à établir les annuaires de marée pour faciliter la navigation maritime ont permis de faire une première évaluation des variations du niveau de la mer au cours du XXème siècle. L'avantage des marégraphes est qu'ils permettent de suivre les variations du niveau de la mer sur une très longue période, autrement dit les variations

multi-décennales. Ils sont également utilisés pour valider les données altimétriques du niveau de la mer près des côtes [4].

En Afrique de l'Ouest, la répartition spatiale des marégraphes est particulièrement faible, comme le montre la figure 2.4 ci-dessous. Seules six séries chronologiques de marégraphes sont disponibles (Dakar, Nouakchott, Palmeira, Lagos, Sonora et Takoradi) et elles sont difficiles à utiliser pour diverses raisons : (1) interruptions dans les séries temporelles ; (2) les mesures ne sont pas étalonnées par un système de positionnement global (GPS) pour corriger les erreurs liées aux mouvements verticaux de la terre, et (3) les périodes de mesure ne coïncident pas entre les différentes séries. Par conséquent, les données satellitaires sont actuellement le moyen le plus pertinent d'étudier la distribution régionale du niveau de la mer dans la région, et elles ont été utilisées dans cette étude.



FIGURE 2.4: Carte de répartition des marégraphes en Afrique de l'ouest. *Source*:: <https://psmsl.org/data/obtaining/map.html>

2.3.2 Les données altimétriques

Comme mentionné précédemment, nous nous sommes basés sur les données altimétriques pour étudier la hausse et la variabilité du niveau de la mer en Afrique de l'ouest et l'impact des modes de variabilité climatique globale et régionale sur la variabilité inter-annuelle du niveau de l'eau durant les trois dernières décennies (1993 à nos jours). L'un des principaux avantages de ces données est qu'elles permettent de mettre en évidence la variabilité spatiale régionale de la tendance. Cependant, étant une technique de mesure récente, la longueur des séries temporelles est limitée, et ne permettent donc pas de remonter aux siècles passés. De plus, la précision des données le long de la côte est significativement plus faible que celle en haute mer [22].

2.3.2.1 Acquisition de données et principe de mesure des satellites altimétriques

Depuis le début des années 1990, plusieurs missions se sont succédées pour suivre les variations du niveau de la mer à l'échelle globale et régionale. Il s'agit notamment des satellites Topex / Poseidon (1992–2006) , Jason-1 (2001-2013), ERS-1 (1991-2000), ERS-2 (1995-2011), Envisat (2002–2012), Jason-2, Cryosat-2, SARAL/AltiKa, Jason-3, Sentinel-3A, Sentinel-3B qui mesurent respectivement depuis 2008, 2010, 2013, 17-janvier 2016, 2016, 2018 jusqu'à aujourd'hui (figure 2.5). Les missions TOPEX / Poséidon, Jason-1, Jason-2 et Jason-3 sont utilisées comme missions de référence afin d'obtenir une stabilité à long terme des séries [46] et les autres missions (ERS-1, ERS-2, Envisat, Geosat Follow-On, CryoSat, SARAL / AltiKa et Sentinel-3A / B) comme missions complémentaires pour augmenter la résolution spatiale des produits.

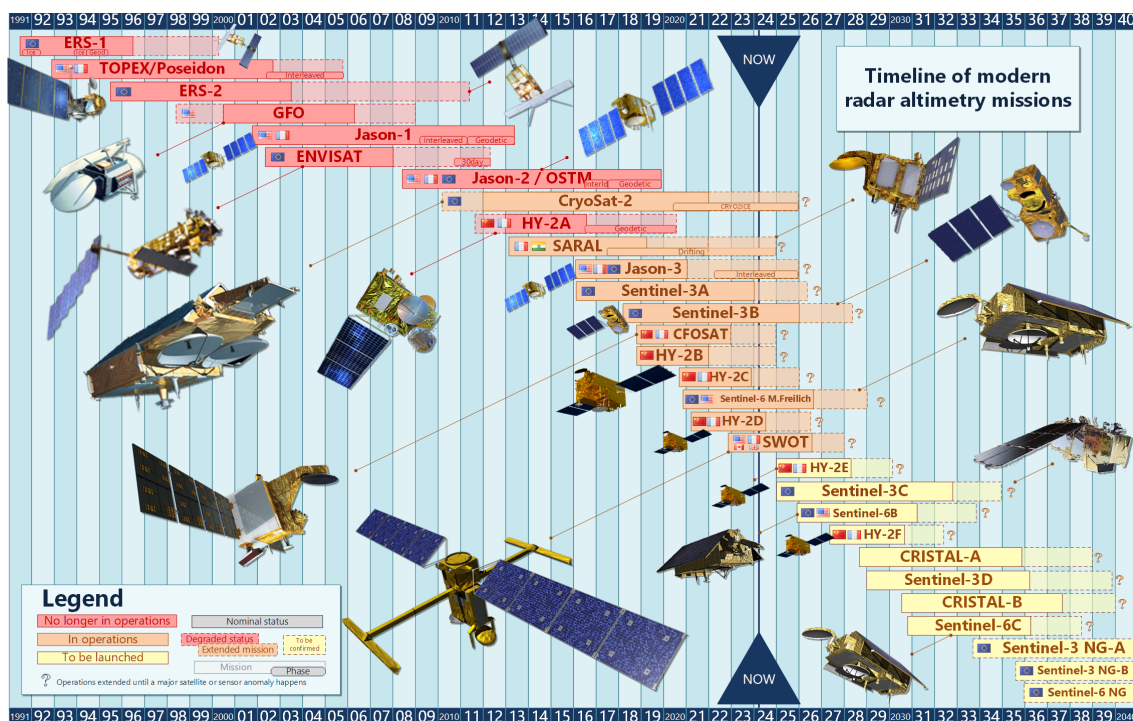


FIGURE 2.5: Succession des missions altimétriques. *Source:* "Aviso+ (2022). Timeline of modern radar altimetry missions. <https://doi.org/10.24400/527896/A02-2022.001> version YYYY/MM"

Ces satellites altimétriques embarquent à leur bord un radar altimétrique qui émet un signal électromagnétique de très haute fréquence (plus de 1700 impulsions par seconde) à la verticale en direction de la surface de la mer. Ils reçoivent en retour l'écho radar : le signal réfléchi par la surface de l'océan. L'analyse de l'écho radar permet d'obtenir de façon très précise la durée (T) du trajet entre le satellite et la surface de la mer. La distance (R) entre le satellite et la surface de l'océan est déduite en multipliant la durée du trajet par la vitesse de la lumière ($R = (C \cdot T)/2$). Le niveau de la mer (SSH) est ensuite obtenu en faisant la différence entre l'altitude du satellite (S) et la distance (R)

entre le satellite et la surface de l'océan ($SSH = S - R$), par rapport à une ellipsoïde de référence, combinant le géoïde (G) et la topographie dynamique ($D = SSH - G$) (voir figure 2.6). En pratique, le géoïde n'est pas connu avec suffisamment de précision, et l'on retranche plutôt à la SSH le niveau moyen de la mer (géoïde plus circulation permanente: $G+MDT$) pour obtenir l'anomalie de hauteur d'eau (SLA), la partie variable de SSH.

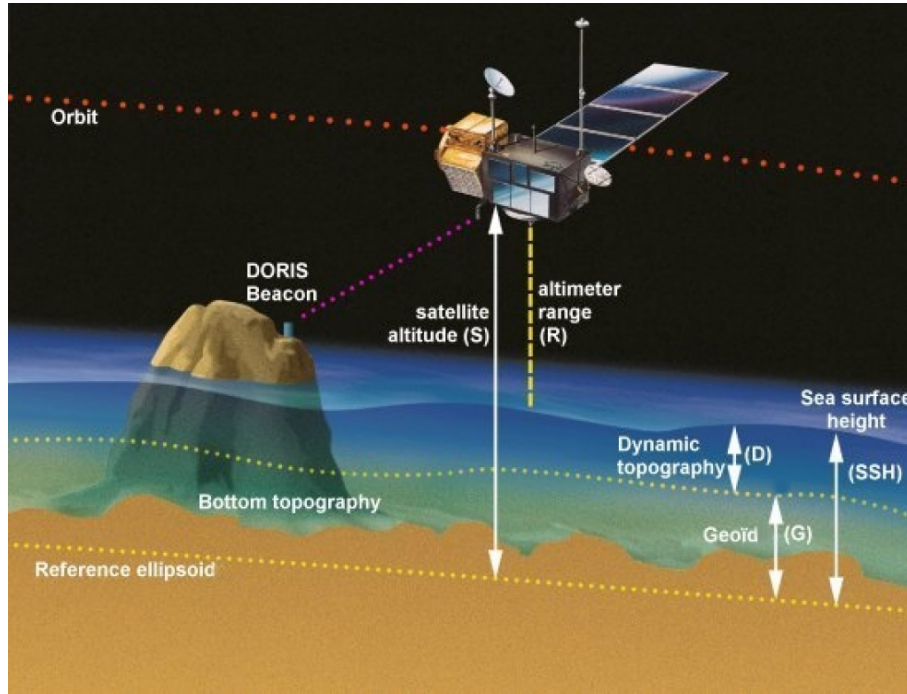


FIGURE 2.6: Principe de mesure altimétrique. *Source:* AVISO

2.3.2.2 Les erreurs sur les mesures de SSH et corrections des données

Les mesures du niveau de la mer par satellite basées sur l'altimétrie sont affectées par des erreurs dues aux corrections altimétriques imparfaites appliquées aux données, au processus de production des grilles et à une incohérence entre les missions altimétriques [4]. Ainsi, plusieurs corrections géophysiques sont appliquées aux mesures. Il s'agit de correction: (1) des effets météorologiques tels que le taux d'humidité (WTC – Wet tropospheric correction), de sécheresse (DTC – Dry Tropospheric correction) et d'ionisation (Iono – ionospheric correction) qui peuvent altérer le signal lors de sa traversée de l'Atmosphère; (2) de la réponse de l'océan à la dynamique de l'Atmosphère (DAC – dynamic atmospheric correction); (3) des effets de marées (Tide); et enfin (4) de biais empiriques, associés à divers effets liés aux vagues, aux vents, etc (SSB – Sea State Bias). Ainsi l'équation de SSH est formulée de la manière suivante:

$$SSH = S - (R + WTC + DTC + Iono) - DAC - Tide - SSB \quad (2.1)$$

Les valeurs de ces corrections sont données dans les enregistrements de données géophysiques (GDR) fournies par les agences spatiales [13]. Il faut cependant s'assurer de la cohérence entre les missions utilisées.

2.3.2.3 Les différents produits du niveau de la mer

Au niveau mondial, plusieurs groupes fournissent régulièrement des mises à jour de séries temporelles du niveau de la mer. Il s'agit de l'Université du Colorado, AVISO, CSIRO, NOAA, NASA, CCI/ESA et plus récemment CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service). Particulièrement, dans cette étude, nous avons utilisé les produits grillés CMEMS de la zone Atlantique tropical (25°N - 5°S; 20°E - 35°O). Ce produit, destiné aux études régionales, répond aux normes altimétriques développées dans le cadre du projet SL_CCI (Sea Level Climate Change Initiative) de l'ESA (Agence spatiale européenne). Ce programme, lancé en 2010 avait pour objectif de fournir des produits du niveau de la mer en libre accès aux utilisateurs.

Durant la première phase du projet CCI-ESA, le produit grillé SL_cci v1.1 a été diffusé. SL_cci v1.1 couvre la période 1993-2010 et combine les observations des satellites TOPEX / Poséidon, Jason-1, Jason-2, ERS-1, Satellites ERS-2, GeoSat Follow-On (GFO) et Envisat. Une description complète de l'ECV (Essential Climate Variable) SL_cci v1.1 est fournie dans [47]. Durant la deuxième phase du projet, le produit grillé SL_cci v2.0 est fourni. Il couvre la période de janvier 1993 à décembre 2015. Pour cette version, de nouvelles missions (SARAL / AltiKa et CryoSat-2) ont été intégrées dans le système de production [6].

Les produits grillés du niveau de la mer fournis dans le cadre du projet SL_CCI sont dérivés du système SSALTO DUACS (Segment Sol Multimission Altimétrie et Orbitographie, Data Unification and Altimeter Combination System). Ce système utilise les missions TOPEX / Poséidon, Jason-1, -2 et -3, comme missions de référence afin d'obtenir une stabilité à long terme des séries [46] et les missions ERS-1 et -2, Envisat, Geosat Follow-On, CryoSat, SARAL / AltiKa et Sentinel-3A et -B, comme missions complémentaires pour augmenter la résolution spatiale des grilles [4]. Les grilles ont une résolution spatiale de 1/4° (25 km), couvrant le globe jusqu'aux latitudes 82°S et 82°N [4]. Les tendances régionales du niveau moyen de la mer sont directement déduites de ces grilles de séries temporelles [4]. Après la fin du projet ESA SL_CCI en 2017, la phase opérationnelle de production de l'ECV SL_CCI a été transférée au service européen Copernicus sur le changement climatique (C3S) [6, 8].

Le programme CCI – ESA, avec le Centre d'études topographiques de l'océan et de l'hydrosphère (CTOH/LEGOS), a également produit des données altimétriques le long

de la trace (mesures altimétriques à 20 Hz) plus adaptées aux études côtières (les produits X-TRACK2011 et X-TRACK2016). Par rapport aux produits conventionnels du niveau de la mer à 1 Hz dédiés aux applications hauturières, les mesures à 20 Hz le long de la trace permettent de récupérer beaucoup plus d'informations sur le niveau de la mer plus près de la côte (moins de 3-4 km de la côte, selon l'emplacement de la trace du satellite) [8]. Une description plus détaillée sur les données X-TRACK est faite par [48]. En Afrique de l'Ouest, vingt trois (23) traces de Jason-1/2 couvrent la région.

2.4 Données et méthodes

Particulièrement dans cette étude, nous avons utilisé deux types de produits altimétriques, disponibles sur la période 1993-2018 pour analyser la distribution régionale du niveau de la mer en Afrique de l'ouest en termes de tendance et de variabilité inter-annuelle et pour la comparer au GMSL. Il s'agit:

1. de la série temporelle GMSL (Global Mean Sea Level) fournie par AVISO (Archiving Validation and Interpretation Satellite Oceanographic Center), basée sur la combinaison des missions de référence (Topex/Poséidon, Jason-1, -2 et -3) et des missions auxiliaires (ERS-1, -2, Envisat et Saral/Altika) et obtenue en faisant la moyenne géographique des données du niveau de la mer entre 66°S et 66°N.
2. de la grille CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service), version DT2018, basée sur un ensemble plus large de missions altimétriques. Elle intègre en plus des missions de référence et complémentaires mentionnées précédemment, la mission complémentaire (Sentinel-3A) et des missions d'opportunité (GFO, CRYOSAT-2 et HY-2A). Ces données sont dédiées à l'étude des variations régionales du niveau de la mer et sont fournies quotidiennement sur une grille de $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ et sur un intervalle latitudinale de 82°S à 82°N.

À ces données, nous avons appliqué une moyenne mensuelle afin d'éliminer les variations hautes fréquences, particulièrement liées à la marée océanique et à la variabilité atmosphérique [28] et supprimé les signaux annuels et semi-annuels pour étudier la variabilité inter-annuelle et la tendance.

Pour établir la carte de tendance afin de mettre en évidence la variabilité sous-régionale de la hausse du niveau de la mer près des côtes ouest africaines, nous avons calculé la tendance linéaire, sur la période altimétrique, en chaque point de grille.

2.4.1 Mode climatique ENSO

L'oscillation australe El Niño (appelée ENSO - El Niño Southern Oscillation) est une variation cyclique de la pression atmosphérique globale entre l'Est et l'ouest de l'Océan Pacifique équatorial qui survient tous les deux à sept ans et qui entraîne des perturbations dans les conditions météorologiques globales. Durant sa phase chaude, appelée "El Niño", il est noté des précipitations destructrices dans des régions habituellement sèches comme le Nord du Pérou et des sécheresses dans des régions habituellement humides comme l'Afrique de l'ouest. La phase froide, appelée La Niña, s'accompagne également d'événements extrêmes à travers le monde. Plusieurs études ont montré qu'ENSO est un mode important de la variabilité inter-annuelle dans les latitudes basses. Son influence sur la mousson Ouest africaine a été mise en évidence dans plusieurs études [49–52]. Cette influence se traduit par des changements dynamiques et thermodynamiques significatifs qui affectent localement le système de la mousson ouest-africaine et qui empêchent (ou favorisent) l'apport d'humidité, ce qui entraîne une réduction (ou une augmentation) des précipitations extrêmes observées en Afrique de l'ouest [52].

Pour analyser l'influence des événements ENSO sur la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer en Afrique de l'ouest, nous avons utilisé les indices SOI (Southern Oscillation Index) et MEI (Multivariate ENSO Index) qui caractérisent ces phénomènes [53]. Ces indices sont disponibles via le lien suivant: <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/>.

- **L'indice SOI** est un indice normalisé, basé sur les différences de pression au niveau de la mer observées entre Tahiti et Darwin, en Australie. Le SOI représente les fluctuations à grande échelle de la pression atmosphérique entre le Pacifique tropical Ouest et le Pacifique tropical Est (c'est-à-dire l'état de l'oscillation australe) pendant les épisodes El Niño ou La Niña. En général, les séries chronologiques lissées du SOI sont fortement corrélées aux changements de températures océaniques à travers le Pacifique tropical-Est. Ainsi, la phase négative du SOI (El Niño) représente des températures anormalement chaudes de l'océan à travers le Pacifique tropical-Est et la phase positive (La Niña) représente des températures anormalement froides de l'océan.
- **L'indice MEI V2** est une série temporelle de la fonction empirique orthogonale (EOF) qui combine les six principales variables observées dans le Pacifique tropical: (1) la pression au niveau de la mer, (2) les composantes zonales et méridionales du vent de surface, (3) la température de surface de la mer, (4) la température de surface de l'air et (5) la fraction de nébulosité totale du ciel. Les phases positives

du MEI correspondent à un événement El Niño et les phases négatives à La Niña 2.7.

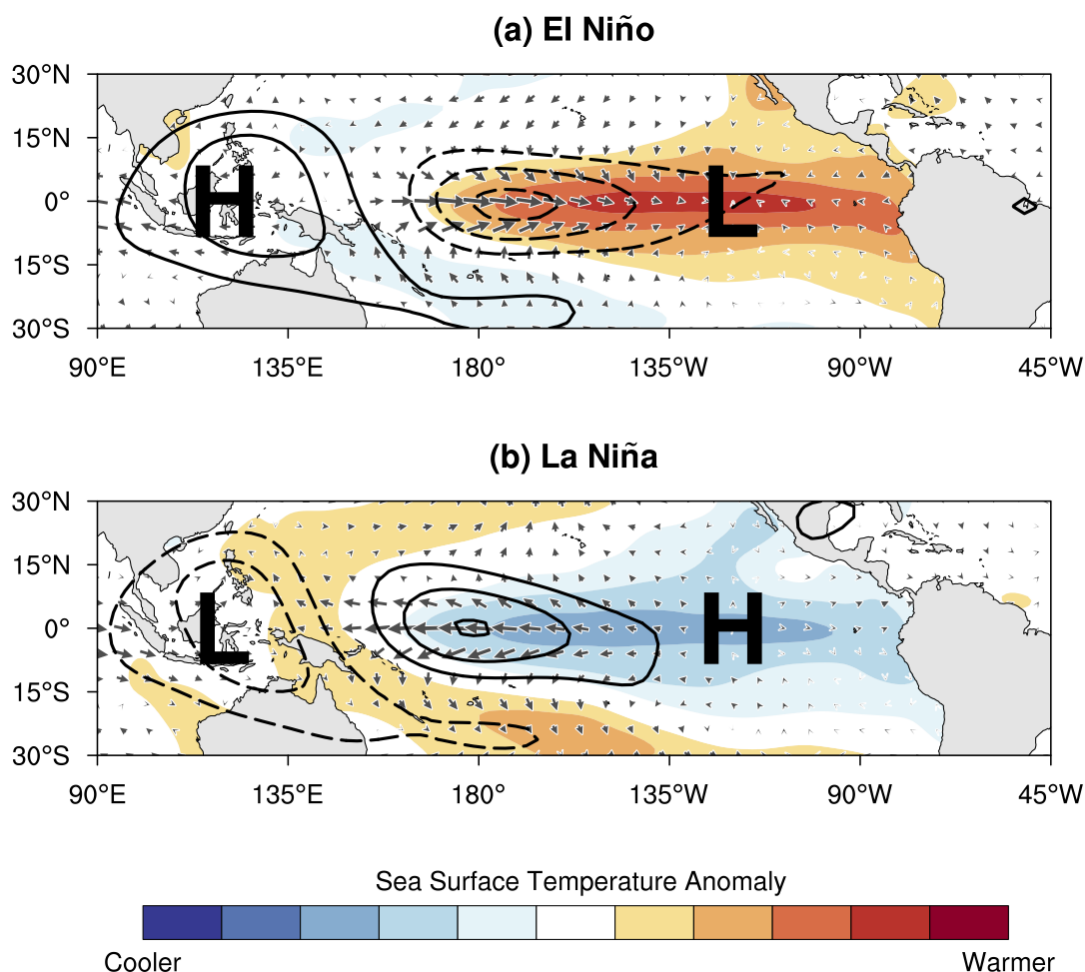


FIGURE 2.7: Schéma montrant les mécanismes physiques par lesquels la SST (ombrée), l'OLR ("outgoing longwave radiation")(contours), les vents zonaux et méridiens de surface (vecteurs) et la pression du niveau de la mer (représentée par "H" et "L" qui indiquent le centre de haute et basse pression, respectivement) déterminent l'indice ENSO multivarié (MEI) en hiver pendant (a) les événements El Niño et (b) les événements La Niña. Le schéma est basé sur les anomalies composites pour novembre-décembre (ND) tirées de 11 événements chauds et 11 événements froids au cours de la période 1980-2016. Source: NOAA (<https://psl.noaa.gov/enso/mei/>)

2.4.2 Modes climatiques Atlantique

La région ouest africaine est également le siège d'une forte variabilité climatique qui est liée à une forte variabilité pluviométrique et aux modes de variabilité climatiques de l'Atlantique tropical dont les principaux sont : le "mode équatorial" ou le Niño Atlantique et le "mode dipolaire" ou mode inter-hémisphérique. Nous avons analysé l'influence de ces modes de variabilité climatique sur la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer

dans la région ainsi que celles des modes de variabilité climatique de l'Atlantique Nord dont les principaux sont: l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) et l'oscillation atlantique multidécaennale (AMO) en utilisant les différents indices qui leurs sont associés et qui sont disponibles à travers le lien suivant: <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/>.

- **Le mode équatorial ou Niño Atlantique** apparaît tous les deux à quatre ans en moyenne et présente des épisodes chaud et froid. Ce mode de variabilité climatique est similaire à celui du Pacifique (El Niño épisode chaud / La Niña épisode froid). Cependant, en raison de l'étroitesse du bassin de l'Atlantique comparé à celui du Pacifique, les oscillations ne sont pas aussi importantes. Il est caractérisé par une modification du régime des vents dans l'ouest du bassin, des changements de la température de la surface de la mer dans le Golfe de Guinée et par des variations de la pente du niveau de la mer dans la bande équatoriale. Ce mode de variabilité est principalement dû à des rétroactions dynamiques entre le vent, le niveau de la mer et la SST [54]. L'indice associé à ce mode de variabilité est l'indice EA (Equatorial Atlantic index) qui est calculé sur (6°N - 6°S et 30°W - 10°E) et produit par la NOAA en utilisant les données de SST (SST ERSST V3).
- **Le mode inter-hémisphérique ou mode méridien** se manifeste par des variations de la SST dans les parties Nord et Sud du bassin de l'Atlantique tropical, de part et d'autre de la zone de convergence intertropicale (ITCZ). Lorsque l'ITCZ se déplace anormalement vers le Nord, la température des eaux de surface augmente au Nord et diminue au Sud. Cette situation entraîne la sécheresse dans le Nord-est et de fortes pluies au Sahel. Inversement, lorsque l'ITCZ se déplace anormalement vers le Sud, la température des eaux de surface diminue au Nord et augmente au Sud. Cette situation entraîne souvent d'importantes précipitations dans le Nord-est et la sécheresse au Sahel. L'indice associé à ce mode de variabilité est l'indice AMM (Atlantic Meridian Mode) qui est calculé sur la zone (21°S - 32°N et 74°W - 15°E) en appliquant l'analyse de covariance maximale (MCA) à la température de surface de la mer et aux composantes zonale et méridienne du champ de vent à 10 m sur la période 1950-2005 et en utilisant la réanalyse NCEP/NCAR.
- **L'Oscillation Nord Atlantique (NAO)**: Elle renseigne sur les changements de la pression au niveau de la mer dans l'Atlantique Nord d'un hiver à l'autre. L'indice NAO mesure la différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression subpolaire au Nord (dépression d'Islande). Les vents d'ouest traversant l'Atlantique dépendent fortement de cette différence de pression. Elle présente également une influence sur le climat (températures et précipitations) tout autour du bassin Atlantique. NAO se manifeste par des profils opposés d'anomalies de température et de précipitations.

- **L'Oscillation Atlantique Multidécennale (AMO)**: elle apparaît sur une échelle de plusieurs décennies et se manifeste par des variations de SST dans l'Atlantique Nord. Elle a également des répercussions à grande échelle géographique par le biais des téléconnexions atmosphériques. Il est supposé avoir une influence possible sur les pêcheries et écosystèmes de l'Atlantique Nord [55]. Elle se produit sur des périodes de 60 à 80 ans et se manifeste par des anomalies de SST dans l'Atlantique Nord entre 0°N et 80°N. L'indice AMO (Atlantic Multi-decadal Oscillation index) représente l'anomalie moyenne de SST sur 0°-80°N, calculée à l'aide des données Kalplan SST V2.

L'Atlantique tropical Est est également le siège d'une forte **variabilité de SST** liée à ces divers modes de variabilité climatique. En plus des indices classiques, nous avons aussi directement analysé l'influence de la SST sur la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer en utilisant l'indice TNA (Tropical Northern Atlantic index) qui est un indicateur de la variabilité de la température de surface de la mer dans l'est de l'Atlantique Nord tropical. Il représente l'anomalie de la moyenne mensuelle de SST entre 5.5°-23,5°N et 15°W à 57.5°W. Elle est calculée à partir du jeu de données Reynolds O1v2 SST analysis de la NOAA et est bien décrite par [56].

2.5 Résumé de l'article intitulé "Impact of climate variability modes on trend and interannual variability of sea level near the West African coast"

Dans cet article, nous avons étudié la distribution régionale de la hausse du niveau de la mer en termes de variabilité inter-annuelle et de tendance et identifié les modes de variabilité climatique dans le bassin Atlantique (le "mode équatorial" et le "mode dipolaire", la NAO et l'AMO), et le Pacifique (ENSO), qui montrent un impact significatif sur la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer et sur l'estimation de la tendance régionale.

Ainsi, cette étude a révélé que le niveau moyen régional de la mer suit une tendance à la hausse qui est presque égale à celle du GMSL (environ 3,1 mm/an sur la période 1993-2018). Cependant, en termes de variabilité inter-annuelle, nous avons noté une très grande différence. Le niveau moyen sur la région présente des fluctuations importantes autour de la tendance qui peuvent atteindre 30 mm, soit trois fois celles observées sur le GMSL. Ces différences de fluctuation peuvent s'expliquer par une variabilité régionale plus importante dans l'Atlantique tropical par rapport à l'océan global où les variations régionales se compensent entre bassins océaniques. Nous avons également noté que les

fluctuations inter-annuelles les plus importantes sont observées au cours de la dernière décennie, ce qui semble lié à une intensification des modes de variabilité climatiques naturelles, comme évoqué par [45]. En terme de distribution régionale de la hausse du niveau de la mer près des côtes de l'Afrique de l'ouest, nous avons montré qu'elle n'est pas uniforme. La tendance augmente de la zone côtière vers le large, en accord avec les résultats de [8] qui montrent aussi une disparité des tendances dans la zone ouest-africaine entre la côte et le large. La tendance est également plus faible près des côtes du Sahel et de l'Afrique sub-saharienne et plus élevée dans le Golfe de Guinée.

L'influence des modes de variabilité climatique globale et régionale sur la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer et sur l'estimation de la tendance régionale a également été étudiée dans cet article. Le niveau de la mer varie, au niveau global comme régional, sur une vaste gamme d'échelles de temps en réponse aux variations du climat et aux déformations de la terre solide [14]. Toutefois, après retrait de la tendance linéaire, le GMSL présente des fluctuations inter-annuelles qui peuvent atteindre quelques millimètres au plus, dont les plus marquées coïncident avec les épisodes ENSO [53, 57–62]. Le niveau de la mer en Afrique de l'Ouest présente des fluctuations plus importantes, qui se manifestent par des pics forts certaines années (figure 2.8). Ainsi, des anomalies négatives sont observées dans la région durant les deux événements El Niño les plus forts de ces trois dernières décennies (1997-1998 et 2015) et une forte anomalie positive pendant La Niña de 2011 (le plus fort des deux dernières décennies). Ces résultats suggèrent donc une influence significative des forts événements ENSO au-delà du bassin Pacifique, et jusqu'aux côtes de l'Afrique de l'Ouest. Des études précédentes [9, 45, 57–59, 62] montrent une modification du cycle global de l'eau avec un excès d'eau sur l'océan et un déficit sur les continents (par exemple, dans le bassin de l'Amazonie) pendant El Niño et l'inverse pendant La Niña. Cette relation n'est pas aussi évidente au niveau régional, où l'on voit par exemple que le signe des anomalies régionales peut être l'opposé de celui des anomalies globales (La Niña 2011).

La forte anomalie positive du niveau de la mer observée en 2011 coïncide également avec la phase positive de l'AMM, de l'EA, de la NAO et de l'AMO. Cette année particulière coïncide avec des anomalies de SST très élevées dans le bassin atlantique (à la fois dans l'Atlantique Nord, dans l'Atlantique tropical Nord et dans le golfe de Guinée). En outre, les corrélations obtenues entre la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer en Afrique de l'Ouest et les deux principaux modes climatiques dominants dans l'Atlantique (AMM et NAO) sont assez élevées (corrélation (NAO) = 0,51 ; corrélation (AMM) = 0,65) et significatives (P-value (NAO) = 0,0086 ; P-value (AMM) = $4,985 \cdot 10^{-4}$). Ceci suggère que ces modes climatiques ont une influence majeure sur la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer en Afrique de l'Ouest, en plus de ENSO, qui montre un impact pendant les événements forts.

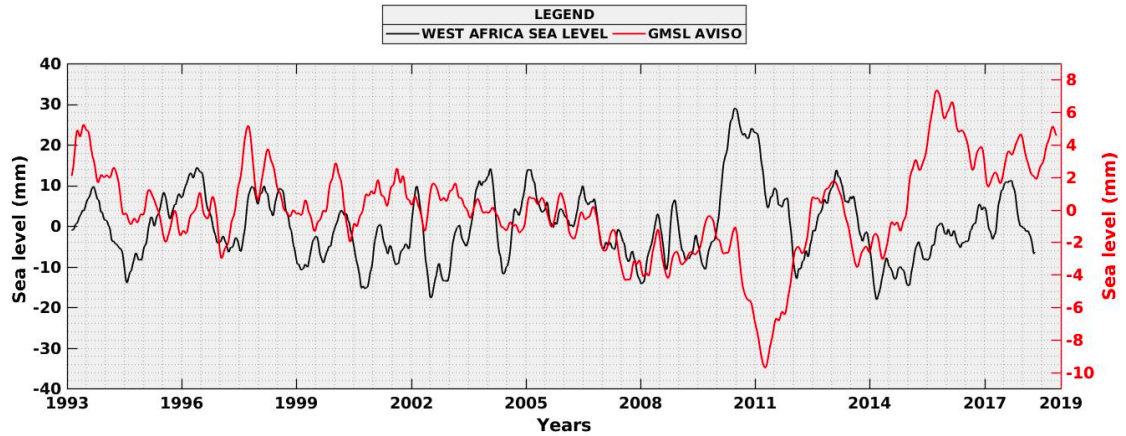


FIGURE 2.8: Variabilité inter-annuelle du niveau de la mer globale (en rouge) et en Afrique de l'ouest (en noir) entre 1993 et 2018

Nous avons également calculé une forte corrélation entre l'indice TNA associé à la variabilité de SST dans l'Atlantique Tropical Nord et la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer pour la région. Une corrélation ne précise pas la cause, et il n'est pas clair si c'est la variabilité de la SST qui contrôle en partie celle du niveau de la mer par l'expansion thermique, ou inversement, si la dynamique affectant la hauteur d'eau, impliquant le rôle du vent et des courants marins, affecte également la SST par des changements dans le transport et le mélange.

Vue l'importance de la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer près des côtes ouest-africaines, nous avons jugé nécessaire d'analyser également son impact sur le calcul de la tendance régionale, afin de déterminer la période minimale pour une estimation fiable de cette dernière. Ce faisant, nous avons calculé la tendance régionale sur des périodes allant de 5 à 13 ans. Comme attendu, nous avons constaté que l'erreur est plus faible lorsque la longueur de la série temporelle augmente. Si nous supposons qu'une erreur statistique acceptable est inférieure à 0,1 mm/an (ou 10 % de la tendance), une estimation fiable de la tendance en Afrique de l'Ouest nécessite au moins une série temporelle du niveau de la mer de dix ans. Pour les séries plus petites, les anomalies d'une année à l'autre peuvent avoir un impact significatif sur l'estimation de la tendance.

Cet article a montré que l'évolution du niveau moyen régional de la mer (RMSL - Regional Mean Sea Level) n'est pas linéaire dans le temps et qu'elle ne suit pas celle du GMSL. Nous avons constaté des périodes d'accélération/ralentissement du RMSL/GMSL (1995-2004, 1997-2006 et 1999-2008) et de ralentissement/accélération du RMSL/GMSL (2003-2012, 2005-2014, 2007-2016 et 2009-2018). En terme de variabilité décennale de la tendance, il apparaît que RMSL et GMSL varient en sens inverse. Au cours de la première décennie de l'altimétrie, la tendance du RMSL est plus faible que celle du GMSL (+2,73 mm/an contre +3,24 mm/an). Puis, au cours de la deuxième

décennie, elle est deux fois plus importante (+5,18 mm/an contre +3,59 mm/an). Enfin, au cours de la dernière décennie (2009-2018), on observe un ralentissement considérable de la tendance du RMSL alors que la tendance globale accélère (+1,4 mm/an contre +4,4 mm/an). Cette variation inverse apparente rappelle celle observée dans la variabilité inter-annuelle et montre l'impact de cette variabilité sur l'estimation de la tendance du RMSL. Ce résultat est en accord avec [45] qui suggèrent d'éliminer la variabilité associée aux modes de variabilité climatiques naturels pour une meilleure estimation de la tendance du niveau de la mer due au changement climatique.

2.6 Conclusion

L'objectif principal de ce chapitre était de décrire l'évolution du niveau de la mer régionale tout en la comparant à celle du GMSL durant les trois dernières décennies, d'analyser la variabilité spatio-temporelle de la tendance régionale et d'identifier les modes de variabilité climatique interne (naturelle) globale et régionale qui peuvent avoir une influence sur la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer en Afrique de l'ouest. Ce faisant, Nous avons préalablement décrit les différents produits du niveau de la mer disponibles à l'échelle globale et régionale, leurs acquisitions et leurs traitements. Nous avons montré que la distribution régionale de la tendance n'est pas uniforme et que son évolution n'est pas linéaire dans le temps. De plus, même si le niveau de la mer régionale connaît une hausse incontestable avec une tendance qui est égale à celle globale, son évolution aux échelles inter-annuelle et décennale ne suit pas celle du GMSL. Nous avons également montré que la variabilité régionale du climat, en particulier celle qui affecte la température régionale, a un lien fort avec la tendance et la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer en Afrique de l'Ouest, traduisant peut-être l'effet d'expansion thermique régionale, à moins qu'il ne souligne le lien dynamique entre vents, courants et SST. Les événements ENSO forts sont également de grands contributeurs de cette variabilité. Il serait donc intéressant d'identifier les principaux facteurs environnementaux contribuant aux variations régionales du niveau de la mer, tels que le vent, les courants, les précipitations et la pression atmosphérique. Les facteurs humains doivent également être pris en compte, comme la croissance démographique dans la zone côtière, qui accroît la vulnérabilité de ces populations à l'érosion côtière et à la submersion marine.

Full Length Research Paper

Impact of climate variability modes on trend and interannual variability of sea level near the West African coast

Arame Dièye^{1,2*}, Bamol Ali Sow¹, Habib Boubacar Dieng¹, Patrick Marchesiello² and Luc Descroix³

¹Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat (LOSEC), Université Assane Seck, Ziguinchor, Sénégal.

²LEGOS, University of Toulouse, IRD, CNRS, CNES, UPS, Toulouse, France.

³IRD UMR PALOC MNHN/IRD/Sorbonne-Université, 75231 Paris, France.

Received 21 December, 2022; Accepted 13 July, 2023

The main objectives of this study are to assess the regional distribution of sea level in terms of trend and interannual variability and to analyze the impacts of climate variability modes such as El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events, Tropical Atlantic Climate Modes of Variability (TACMV), North Atlantic Oscillation (NAO) on interannual variability and trend of sea level near the West African coasts. Indices associated with these phenomena are from the National Oceanic and Atmosphere Administration (NOAA), the Global Mean Sea Level (GMSL) time series provided by AVISO (Archiving Validation and Interpretation Satellite Oceanographic Center) and the Regional Mean Sea Level (RMSL) gridded data by CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service). The results show that the mean regional trend of sea level is similar to the global one but the time evolution at interannual and decadal scales does not follow the pattern of global sea level. Our analysis suggests an influence of ENSO events in the Atlantic coast of West Africa. In particular, we observed negative RMSL anomalies during the two strongest El Niño events (1997-1998 and 2015) and a strong positive RMSL anomaly during the La Niña event of 2011 (the strongest over the last two decades). The analysis also reveals an influence of TACMV and NAO on the interannual sea level variability, essentially through regional Sea Surface Temperature (SST) changes. The study shows that a time series of at least 10 years is required to estimate the trend in sea level rise in West Africa. Sub-decadal trends, primarily reflect natural climate modes, rather than variations in climate change. This study also shows that the distribution of sea level rise in the West African region is heterogeneous with higher values near the coast of West Africa and near the equator.

Key words: West Africa, Sea level rising, Regional sea level variability, Climate Variability Modes, sea level interannual variability.

INTRODUCTION

Sea level rise due to anthropogenic global warming is now considered undeniable as all studies (Ablain et al., 2017; Dieng et al., 2017; Cazenave et al., 2018; Dieng et al., 2021) based on direct measurement techniques such

as satellite observation and tide gauge recording reveal that the Global Mean Sea Level (GMSL) is rising. Since 1993, satellite altimetry missions have delivered accurate sea level measurements, allowing the monitoring of sea

level variations on different spatial and temporal scales (Pujol et al., 2016; Ablain et al., 2017; Legeais et al., 2018).

They estimate an average rate of 3.1 ± 0.3 mm/yr and an acceleration of 0.1 mm/yr² of the GMSL rise from 1993 to present (Cazenave et al., 2018). They also show a significant regional variability, with some regions experiencing greater rates (Quartly et al., 2017).

Sea level rise is a highly sensitive index of climate change (Legeais et al., 2018) because it integrates changes in several components of the climate system in response to anthropogenic forcing in addition to natural factors related to natural sources and internal climate variability (Ablain et al., 2017). The GMSL rise primarily reflects ocean warming (through thermal expansion of sea water) and land ice melting, two processes that result from anthropogenic global warming (Church et al., 2013). However, at regional scale, sea level rise is also affected by regional processes leading to large variations in temperature, currents, winds, precipitation and air pressure (Fu et al., 2019). Regional studies are therefore important to better understand the sea level variations and their relation to climate change.

West Africa, our study area, is not immune to the negative effects of sea level rise. Its impacts are increasingly noticeable and felt. Many African coastal countries are vulnerable to sea level rise, particularly where large growing cities with a high population density are situated in the coastal zone (Nicholls et al., 2008; Hinkel et al., 2012; Dada et al., 2021). Coastal risks are primarily related to hazards such as flooding and coastal erosion, associated with mean sea level rise but also with storm surges and large waves, and are particularly acute when there is significant human development along the coast (Thior et al., 2019). However, there are large gaps in the knowledge of flooding and erosion processes and on the available in-situ data in West Africa. There are only six tide gauge time series available (Dakar, Nouakchott, Palmeira, Lagos, Sonora and Takoradi) and they are difficult to use for various reasons: (1) there are gaps in the time series; (2) the gauges are not connected to a Global Positioning System (GPS) that can correct errors related to vertical movements of the earth, and (3) the measurement periods do not coincide. Therefore, satellite data are currently the only way to study the regional distribution of sea level, which are used in this paper.

Altimetry data have greatly improved near the coasts in recent years. Improvements resulted from recent altimetry missions such as Geosat follow-on (GFO), CRYOSAT-2 and HY-2A, which have been combined with older missions (Topex/Poseidon and Jason-1/2/3). In West Africa, several studies have been conducted for the

validation of these coastal altimetry products (Cipollini et al., 2017; Dieng et al., 2019; Marti et al., 2021). In the present study, the CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) gridded data, DUACS DT version (DT2018) were used, which shows a great improvement in coastal areas compared to DT2014 (Taburet et al., 2019), thanks to the efforts of the DUACS (Data Unification and Altimeter Combination System) teams and to the recent altimetry missions mentioned above. Thus, our main objective is to take advantage of this progress to improve our understanding of sea level variations in West Africa in relation to the GMSL. The effect of climate variability modes on the interannual variability and trend estimation of sea level in the region will also be studied. First, we compared the sea level variations in West Africa with those of the GMSL in terms of interannual variability and trend. Then, we analyzed the effect of climate modes: El Niño-Southern Oscillation (ENSO), Tropical Atlantic Climate Modes of Variability (TACMV), North Atlantic Oscillation (NAO) and of the Sea Surface Temperature (SST) on interannual sea level variations in West Africa. The study identified the modes of climate variability that have the most significant impact on sea level variations over the altimeter period 1993-2019. Finally, we analyzed the spatial variability of sea level rise and the influence of interannual sea level variability on its estimation.

STUDY AREA, DATA AND METHODS

Our study area is the eastern part of the tropical Atlantic, near the West African coasts from Congo to Western Sahara (5°S - 25°N and 35°W - 20°E; Figure 1). In this study, we used several sources of data, that is, altimetric data and climate indices. For the satellite altimetry data, we used two different products available over the period 1993-2018:

(1) The GMSL (Global Mean Sea Level) time series provided by AVISO (Archiving Validation and Interpretation Satellite Oceanographic Center) is based on the combination of the reference missions (Topex/ Poseidon, Jason-1, -2 and -3) and the auxiliary missions (ERS-1,-2, Envisat and Saral/AltiKa) and is obtained by geographically averaging the sea level data between 66°S and 66°N.

(2) The CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) gridded data, version DT2018, are based on a larger set of altimetry missions by adding to the data of the reference and complementary missions mentioned above a complementary mission (Sentinel-3A) and opportunity missions (GFO, CRYOSAT-2 and HY-2A). These data are dedicated to the study of regional sea level variations and are provided daily on a $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ grid and on a latitudinal range from 82°S to 82°N. We applied monthly averaging on the data to remove residual high temporal frequencies, particularly related to ocean tide and atmospheric variability (Dieng et al., 2021). When time series are used to estimate interannual variability and trend, annual and semi-annual signals are removed

*Corresponding author. E-mail: dieyearame91@gmail.com. Tel: +221773205117.

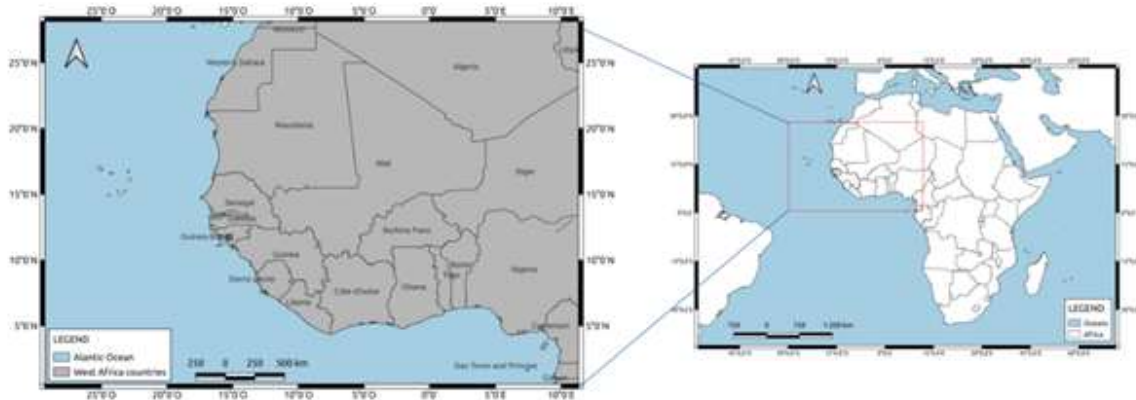


Figure 1. Map of localization of the study area.
Source: Authors

by filtering 12- and 6-month sinusoids. Regarding the modes of climate variability, we used a variety of climate indices that can have impacts on sea level variations:

(i) ENSO is a natural phenomenon that occurs in the tropical Pacific when the surface water temperature rises above $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ from normal over a period of five consecutive months due to a weakening of the trades winds that cause warm water to move east. The choice to look at the impact of ENSO on the RMSL is motivated by several studies showing a global impact on the water cycle, in particular on the interannual variability of the GMSL with strong positive anomalies during its warm phase (El Niño) and negative anomalies during its cold phase (La Niña) (Nerem et al., 2010; Llovel et al., 2010, 2011; Boening et al., 2012; Fasullo et al., 2013; Cazenave et al., 2014; Dieng et al., 2014, 2017). To characterize this phenomenon, we used 2 indices, namely the Southern Oscillation Index (SOI) and the Multivariate ENSO Index (MEI) that most characterize these events (Dieng et al., 2014). The SOI is a normalized index based on sea level pressure differences observed between Tahiti and Darwin (in Australia). The MEI is an empirical orthogonal function (EOF) time series that combines six main climate variables in the tropical Pacific: sea level pressure, zonal and meridional surface wind components, sea surface temperature, surface air temperature and total cloud fraction. The positive/negative phases of the MEI/SOI correspond to an El Niño event and negative/positive phases of the MEI/SOI correspond to La Niña.

(ii) For TACMV, we used several indices that characterize the climatic variability of the tropical Atlantic, that is, in order of importance, the Atlantic Meridional Mode (AMM), the Equatorial Atlantic (EA), the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and the Tropical Northern Atlantic (TNA). Indeed, the Eastern Tropical Atlantic, which includes our study area (West Africa), is a region of strong climatic modes of variability on interannual to decadal time scales. On the interannual scale, two modes are dominant: the Atlantic equatorial mode or Atlantic Niño and the inter-hemispherical mode or the meridian mode. The Atlantic Meridional mode is the statistically dominant mode of tropical Atlantic (Nobre and Shukla, 1996; Chang et al., 1997; Chiang and Vimont, 2004). This mode manifests itself as variations in SST in the northern and southern parts of the tropical Atlantic basin, across the Inter-tropical convergence zone (ITCZ) and it is described by the AMM index. Atlantic Niño appears every two and four years on average and presents hot and cold episodes (Atlantic Niño / Atlantic Niña), similar to that of the Pacific (El Niño - hot episode / La Niña - cold episode). However, due to the narrowness of the Atlantic basin, the oscillations are not as strong as those in the Pacific. Atlantic Niño is

also characterized by a change of wind regime in the west of the basin, by a change of SST in the Gulf of Guinea and by variations of sea level slope in the equatorial band (AWO et al., 2018) and is described by the EA index. The other modes of variability in the North Atlantic basin are the North Atlantic Oscillation described by the NAO index and the Atlantic Multidecadal Oscillation described by the AMO index.

The AMM indice is calculated over the area (21°S - 32°N and 74°W - 15°E) by applying Maximum Covariance Analysis (MCA) to the Sea surface Temperature (SST) and the zonal and meridional components of the 10-m wind field over the time period 1950-2005, using the NCEP/NCAR Reanalysis. The EA indice is calculated over (6°N - 6°S and 30°W - 10°E) and produced at <https://psl.noaa.gov/forecasts/sslim/> using SST ERSST V3. The AMO indice represent the average SST anomaly over 0° - 80°N , calculated using the Kalpan SST V2. The TNA represents the anomaly of the mean monthly SST over the area (5.5°N - 23.5°N and 15°W - 57.5°W), calculated using HadISST and NOAA OI 1x1 datasets. The NAO indice characterizes the difference of sea level pressure between the Subtropical High (Azores) and the Subtropical Low (Iceland). It is manifested by opposite profiles of temperature and precipitation anomalies and is obtained by projecting the NAO loading pattern to the daily anomaly 500 millibar height field over 0° - 90°N (<https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/nao/>). The Atlantic Multidecadal Oscillation occurs over periods of 60 to 80 years and is manifested by SST anomalies in the North Atlantic between 0°N - 80°N .

The TNA, ENSO and TACMV indices are from: <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/lit/> and the NAO indice is available from the following link: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/Cwlink/pna/nao.shtml>.

RESULTS AND DISCUSSION

The main objective of this study is to investigate the regional distribution of sea level in terms of interannual variability and trend. Thus, we identified the modes of climate variability in the Atlantic basin, but also in the Pacific (ENSO), which could have a significant impact on sea level variations and trend estimation over the altimeter

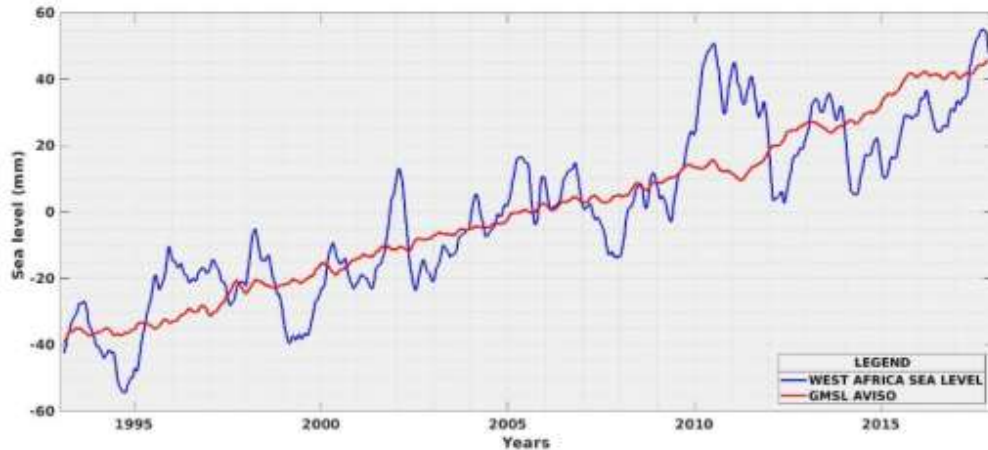


Figure 2. Regional Mean Sea Level (RMSL, in blue) from CMEMS grided data, version DT2018, and Global Mean Sea Level (GMSL) from AVISO (red). Annual and semi-annual cycles are removed and the series are smoothed over three months. Source: Authors

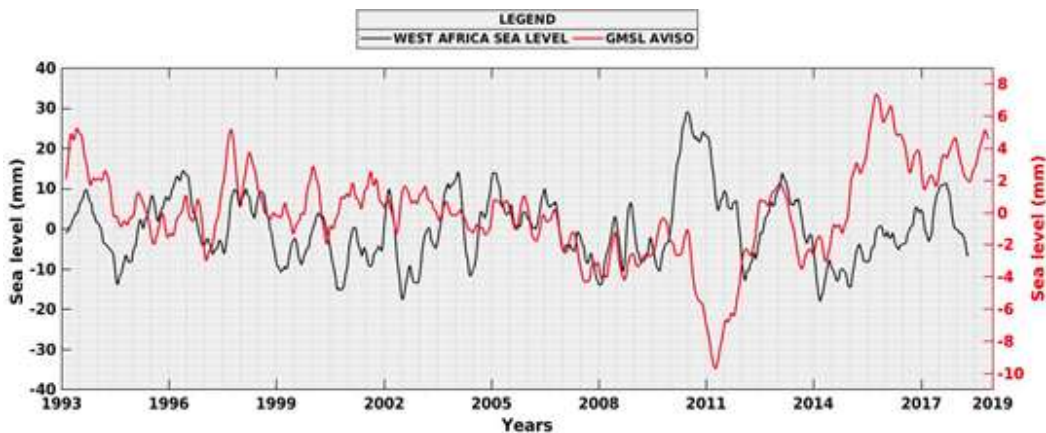


Figure 3. Interannual variations of sea level near the West African coasts and that of GMSL over the periods 1993-2018 and 1993-2019, respectively. The linear trend as well as the annual and semi-annual cycles are removed and the series are smoothed over three months. Note the different scales for the two curves. Source: Authors

period 1993-2018.

Comparison between global and West African sea level variations

Figure 2 shows the time series of altimetry-based mean sea level variations over the period 1993-2018, at the global (GMSL) and regional (RMSL) scales. We observed a very similar trend between GMSL and RMSL, which is about 3.1 mm/year over the period 1993-2018. However, in terms of interannual variability, we noted a very large difference between GMSL and RMSL. The latter presents

significant fluctuations around the trend that can reach 30 mm, that is, three times those observed on the GMSL. Interannual fluctuations are shown again in Figure 3 with linear trends removed from the time series. The differences in fluctuation can be explained by a more pronounced regional variation in the tropical Atlantic compared to the global ocean where regional variations tend to cancel out between ocean basins. We also noted that the largest interannual fluctuations are observed over the last decade compared with the earlier altimetry period. This can be related to the intensification of natural climate variability modes that has occurred for more than a decade, as suggested by Cazenave et al. (2014).

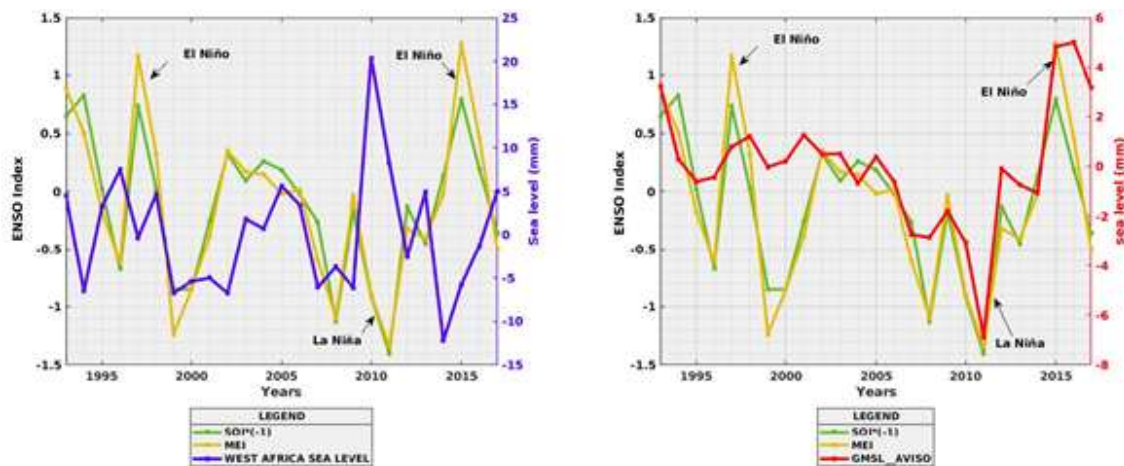


Figure 4. The ENSO indices (SOI and MEI) overlaid on the interannual variability of West Africa (to the left) mean sea level (WAMSL) and (on the right) of global mean sea level (GMSL) over the period 1993-2017. Source: Authors

Influence of ENSO on the interannual sea level variability in West Africa

In order to analyze the influence of the ENSO phenomenon on the interannual variability of sea level in West Africa, Figure 4 presents the MEI and SOI indices (SOI is multiplied by -1 because pressure variations are inversely proportional to temperature variations). We observed negative RMSL anomalies during the two strongest El Niño events (1997-1998 and 2015) and a positive RMSL anomaly during the La Niña event of 2011 (the strongest over the last two decades). Therefore, as opposed to GMSL, RMSL has positive sea level anomalies during La Niña and negative anomalies during El Niño. However, RMSL only responds to strong ENSO events that have global impacts. This result suggests an influence of strong ENSO events beyond the Pacific basin to the Atlantic coast of West Africa. This is in agreement with previous studies (Nerem et al., 2010; Llovel et al., 2011; Boening et al., 2012; Fasullo et al., 2013; Cazenave et al., 2014; Dieng et al., 2017) showing a modification of the global water cycle with an excess of water over the ocean and a deficit over the continents (for example, in the Amazon basin) during El Niño and the opposite during La Niña. However, we are unable to explain by what mechanism strong El Niño/La Niña events can lead to negative/positive anomalies of RMSL, in opposition to GMSL.

Influence of TACMV and NAO on the interannual sea level variability in West Africa

In order to analyze the effect of the TACMV and of the NAO on the interannual sea level variability in West Africa, their associated indices (AMM, EA, NAO*(-1) and AMO) were used. Figures 5 and 6 show that the sea level

peak observed in 2011 coincides with a positive phase of the AMM, EA, NAO and AMO. This particular year coincides with very high SST anomalies in the Atlantic basin (at the same time in the North Atlantic, North tropical Atlantic and in the Gulf of Guinea). Also, the correlations obtained between the interannual sea level variability in West Africa and the two main dominant climatic modes in the Atlantic (AMM and NAO indices) are quite high (correlation (NAO) = 0.51; correlation (AMM) = 0.65) and significant (P-value (NAO) = 0.0086; P-value (AMM) = $4.985 \cdot 10^{-4}$). This suggests that the TACMV and NAO have a major influence on the interannual sea level variability in West Africa, in addition to ENSO, which shows an impact during strong events.

Influence of SST Variability on the interannual sea level variability in West Africa

In order to analyze the impact of SST variations, we compared the Tropical North Atlantic (TNA) SST anomaly index (calculated with SST in the box 55°W to 15°W and 5°N to 25°N) with the sea level interannual variability in West Africa (Figure 7).

We observed a strong correlation (correlation=0.68) that is very significant (P-value (TNA) = $1.797e^{-04}$) between these two variables. This may suggest that SST interannual variations control a large part of the interannual sea level variability through regional thermal expansion. This would thus be the main process through which the natural modes of climate variability affect the region.

Spatial variability of sea level rise in West Africa

Figure 8a illustrates regional variations in sea level trend

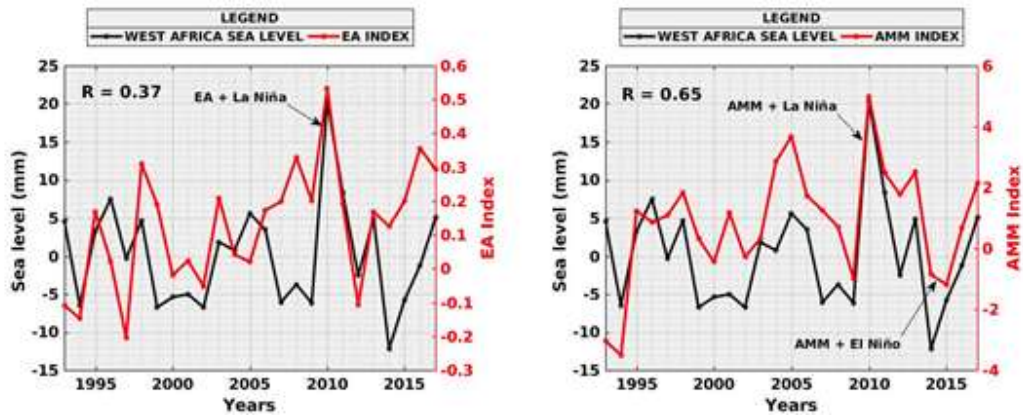


Figure 5. Interannual variability of sea level in West Africa over the period 1993-2017 and the TACMV indices (AMM and EA).
Source: Authors

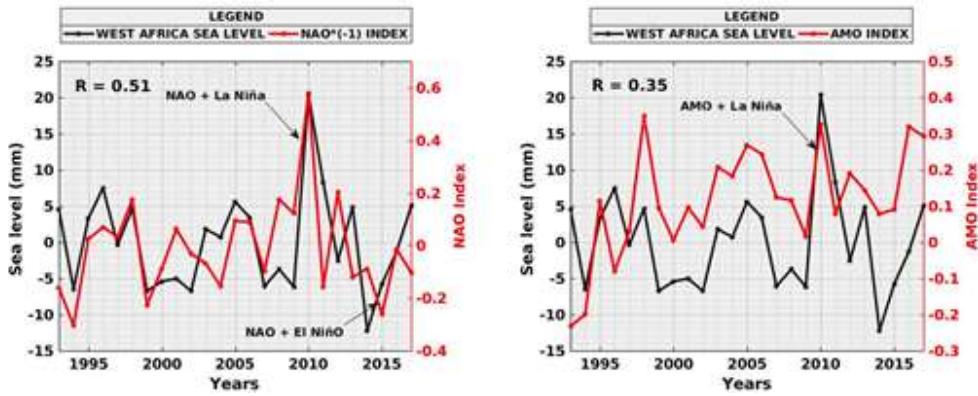


Figure 6. Interannual variability of sea level in West Africa over the period 1993-2017 and the North Atlantic modes of variability indices (NAO and AMO index).
Source: Authors

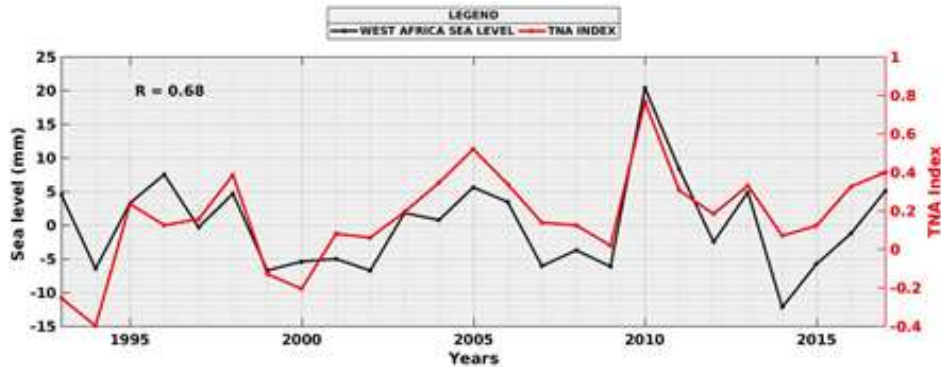


Figure 7. Interannual sea level variability in West Africa over the period 1993-2017 and the TNA index (SST index).
Source: Authors

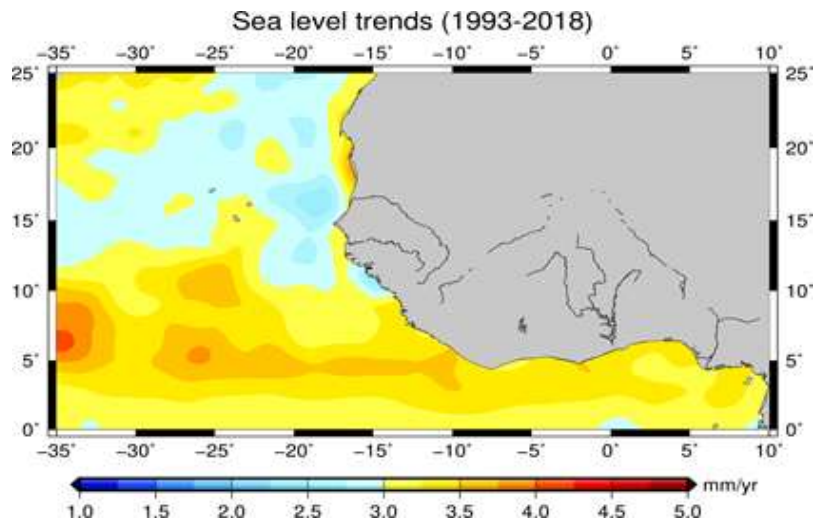


Figure 8a. Map of West African sea level rise in mm/year from the CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) gridded data, version DT2018, over the period 1993-2018. Source: Authors

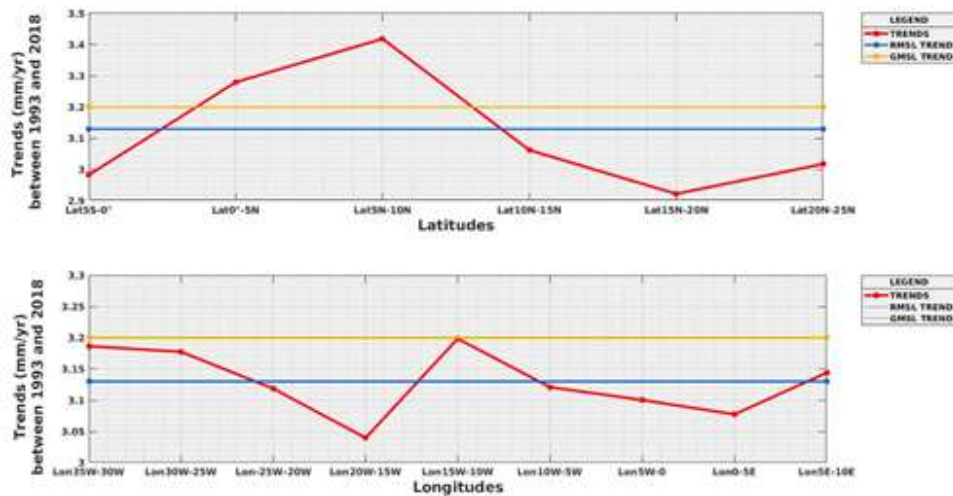


Figure 8b. (Red curves) Latitudinal (top) and longitudinal (bottom) variability of sea level rise near the West African coasts between 1993 and 2018. The mean GMSL and RMSL trends are shown for comparison. Source: Authors

over the period 1993-2018 near the West African coast. It shows a non-uniform distribution of the regional sea level rise near the West African coast. To go further, we analyzed the spatial variability of sea level rise by bands (that is latitudinal and longitudinal variability). Figure 8b presents an SLR (Sea Level Rise) analysis on 5° latitude and 5° longitude bands, showing a strong spatial variability. Low latitudinal bands (0°N-5°N) and (5°N-

10°N) are marked by a high rate, greater than that of RMSL (3.13 mm/yr) or GMSL (3.1 mm/yr). On the contrary, at higher latitude, the rate is lower than the regional and global means. Longitudinal variability in SLR increases from the coastal to the offshore zone. This is consistent with Marti et al. (2021) who show that SLR near the West African coast is significantly different from that offshore. In our data, the rate is weaker in the band

Table 1. Errors on the regional trend at different periods.

Periods	Trends (mm/year)	Errors	Errors (%)
5 years			
1993-1997	7.1571	0.2469	24
1998-2002	3.0124	0.2402	24
2003-2007	6.7458	0.1387	13
2008-2012	13.0690	0.2347	23
2013-2018	4.2029	0.1705	17
6 years			
1993-1998	5.6990	0.1634	16
1999-2004	5.5926	0.1554	15
2005-2010	-0.0944	0.1433	14
2011-2016	-2.3257	0.1696	16
2013-2018	4.2029	0.1705	17
7 years			
1993-1999	5.2441	0.1157	11
2003-2009	1.7458	0.1080	10
2012-2018	4.9518	0.1207	12
8 years			
1993-2000	2.4602	0.1142	11
2002-2009	2.1982	0.0919	9
2011-2018	1.9761	0.1146	11
9 years			
1993-2001	2.5953	0.0876	8
2010-2018	0.22	0.1057	10
10 years			
1993-2002	2.7305	0.0703	7
2009-2018	1.4225	0.0906	9
11 years			
1993-2003	2.8061	0.0627	6
2008-2018	2.2860	0.077	7
12 years			
1993-2004	2.6847	0.0522	5
2007-2018	3.0626	0.0695	6
13 years			
1993-2005	2.8995	0.0442	4
2006-2018	2.9119	0.0585	5

Source: Authors

high in both the eastern zone (10E-5E, near the coasts of Cameroun and Equatorial Guinea) and western zone (15W-10W, near the coasts of Liberia). They are even higher than the regional rate while in the middle of the Gulf (10W to 5E, near the coast of Côte d'Ivoire, Ghana, Togo, Benin and Nigeria) the rate is lower.

Influence of interannual sea level variability on SLR estimation near the coast of Africa

Given the importance of interannual sea level variability near the West African coast, it is important to estimate its impact on the calculation of the RMSL trend, in order to determine the minimum period to be used for a significant estimation in our study area. To do this, we recalculated the RMSL trend over periods of 5 to 13 years. For example, the 5-year periods correspond to 1993-1997, 1998-2002, 2003-2007, 2008-2012 and 2013-2018. The trends with associated statistical errors are shown in Table 1. As expected, the error is smaller when the length of the time series increases. If we assumed an acceptable statistical error to be less than 0.1 mm/yr (or 10% of SLR), a reliable estimation of SLR in West Africa requires at least a time series of ten years. For smaller series, year to year anomalies can strongly impact the estimation. For example, the high rate obtained over the period 2008-2012 (13.07 mm/yr) can be explained by the large positive sea level anomaly (> 30 mm) of 2010-2011. Similarly, the negative trends for 2005-2010 (-0.09 mm/yr) and 2011-2016 (-2.33 mm/yr) can be explained by the negative sea level anomalies of 2008 and 2012-2015 respectively (Figure 3 and Table 1). Based on the previous error analysis, we now look at the SLR trend changes in West Africa using 10 years' time periods and comparing them to that of GMSL. We considered two cases: (1) successive trends, described by the first, second and last decades of the altimetric measurements (that is, 1993-2002, 2001-2010 and 2009-2018); (2) running trend, described by decades starting at three-year intervals (that is, 1993-2002, 1995-2004, 1997-2006, 1999-2008). Figure 9 shows that the trends are not constant or linear in time and the West African evolution do not correlate with that of GMSL. For example, the running trend shows an acceleration of RMSL in 1995-2004, 1997-2006 and 1999-2008 as opposed to GMSL (the rates in West Africa are: 1.73 mm/yr, 3.70 mm/yr and 4.09 mm/yr; and for GMSL: 3.42 mm/yr, 3.22 mm/yr and 3.04 mm/yr). We also had periods when RMSL is slowing down in West Africa (2003-2012, 2005-2014, 2007-2016 and 2009-2018) and speeding up in GMSL (the rates in West Africa are: 5.18 mm/yr, 3.70 mm/yr 2.62 mm/yr and 1.42 mm/yr; for GMSL: 2.59 mm/yr, 3.12 mm/yr 4.00 mm/yr and 4.49 mm/yr). With respect to changes in the successive decades (Figure 9, right panel), it also appears that regional and global trend changes are

(15°W-20°W) near the coasts of the Sahel and Sub-Saharan Africa areas. In the Gulf of Guinea, the rate is

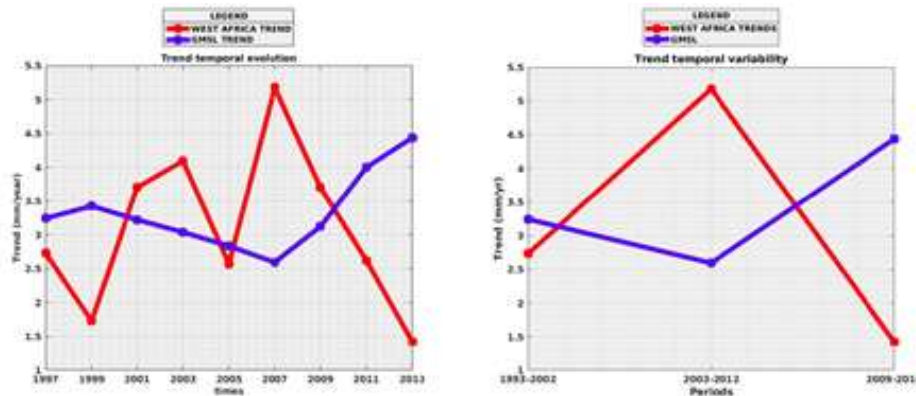


Figure 9. SLR running trend (left) and successive trend (right) over decades in West Africa (red) and GMSL (blue).
Source: Authors

anticorrelated, although the small number of decades available does not permit statistical significance. In the first decade of altimetric measurement, the RMSL in West Africa is lower than that of GMSL (+2.73 mm/yr versus +3.24 mm/yr). Then, during the second decade, it is twice larger (+5.18 mm/yr versus +3.59 mm/yr). Finally, over the last decade (2009-2018), there has been a considerable slowdown in RMSL in West Africa while there has been a global acceleration (+1.4 mm/yr versus +4.4 mm/yr). This apparent anticorrelation is reminiscent of that observed in the interannual variability (Figure 3) and shows the impact of this variability on the estimation of RMSL. This result is in agreement with Cazenave et al. (2014) who suggested removing the variability associated with natural climate modes for a better estimation of the sea level trend due to climate change.

Conclusions

This study aimed to improve the understanding of the current variations of sea level near the West African coasts. To that end, the study re-examined the spatial variability of the regional sea level trend and described its evolution over time using GMSL time series provided by AVISO and CMEMS gridded data, version DT2018 (specifically dedicated to regional sea level studies). The study shows that the distribution of sea level trend is not uniform in the region of West Africa and its evolution is not linear over time. In addition, if the mean tendency is similar in regional and global sea level, the time evolution of RMSL at interannual and decadal scales does not follow that of GMSL. This paper identified some factors related to global and regional internal (natural) climate variability that may have an influence on sea level interannual variability and trend in West Africa. The

analysis is based on comparison of RMSL and GMSL with several indices associated with these climate modes. The study shows that regional climate variability, particularly that affecting regional temperature, has a strong influence on the trend and interannual variability of sea level in West Africa. Strong ENSO events are particularly efficient contributors. However, in the future it would be interesting to also analyze the influence of other environmental factors such as wind, precipitation and atmospheric pressure. The West African sea level budget could also be improved by identifying the main climatic factors contributing to regional sea level rise, which would address the lack of in situ data in the region.

CONFLICT OF INTERESTS

The authors have not declared any conflict of interests.

ACKNOWLEDGEMENT

The authors are grateful for the financial assistance given by the European Union, DeSIRA project 'Mangroves, mangrove rice and mangrove people: sustainably improving rice production, ecosystems and livelihoods' (Grant Contract FOOD/2019/412-700).

REFERENCES

- Ablain M, Legeais JF, Prandi P, Fenoglio-Marc L, Marcos M, Benveniste J, Cazenave A (2017). Satellite altimetry based sea level at global and regional scales. *Surveys in Geophysics* 38:9-33.
- Awo FM, Alory G, Da-Allada CY, Delcroix T, Jouanno J, Kestenare E, Baloitcha E (2018). Sea surface salinity signature of the tropical Atlantic interannual climatic modes. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123:7420-7437.

- Boening C, Willis JK, Landerer FW, Nerem RS (2012). The 2011 La Niña: so strong, the oceans fell. *Geophysical Research Letters* 39:L19602. DOI: 10.1029/2012GL053055.
- Cazenave A, Dieng HB, Meyssignac B, Schuckmann KV, Decharme B, Berthier E (2014). The Rate of Sea-Level Rise. *Nature. Climate Change* 4(5):358-361.
- Cazenave A, Palanisamy H, Ablain M (2018). Contemporary Sea level changes from satellite altimetry; what have we learned? What are the new challenges? *Advances in Space Research* 62(7):1639-1653.
- Chang P, Ji L, Li H (1997). A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature* 385(6616):516-518.
- Chiang JCH, Vimont DJ (2004). Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of Tropical Atmosphere-Ocean Variability. *Journal of Climate* 17(21):4143-4158.
- Church JA, Clark PU, Cazenave A, Gregory JM, Jevrejeva S, Levermann A, Merrifield MA, Milne GA, Nerem RS, Nunn PD, Payne AJ, Pfeffer WT, Stammer D, Unnikrishnan AS (2013). Sea level change: Climate Change 2013: The Physical Science Basis, edited by: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. M., 2013. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Cipollini P, Francisco M, Svetlana C, Melet JA, Prandi P (2017). Monitoring Sea Level in the Coastal Zone with Satellite Altimetry and Tide Gauges. *Surveys in Geophysics* 38(1):33-57.
- Dada O, Almar R, Morand P, Menard F (2021). Towards West African coastal social-ecosystems sustainability: Interdisciplinary approaches. *Ocean and Coastal Management* 211:105746.
- Dieng HB, Cazenave A, Gouzenes Y, Sow BA (2021). Trends and inter-annual variability of altimetry-based coastal sea level in the Mediterranean Sea: Comparison with tide gauges and models. *Advances in Space Research* 68:3279-3290.
- Dieng HB, Cazenave A, Meyssignac B, Ablain M (2017). New estimate of the current rate of sea level rise from a sea level budget approach. *Geophysical Research Letters* 44:3744-3751.
- Dieng HB, Cazenave A, Meyssignac B, Henry O, Schuckmann KV, Palanisamy H, Lemoine JM (2014). Effect of La Niña on the global mean sea level and North Pacific Ocean mass over 2005-2011. *Journal of Geodetic Science* 4:19-27.
- Dieng HB, Dadou I, Léger F, Jouanno J, Lyard F, Allain D (2019). Sea level anomalies using altimetry, model and tide gauges along the African coasts in the Eastern Tropical Atlantic Ocean: Inter-comparison and temporal variability. *Advances in Space Research* 68(2):534-552.
- Fasullo JT, Boening C, Landerer FW, Nerem RS (2013). Australia's unique influence on global sea level in 2010–2011. *Geophysical Research Letters* 40(60):4368-4373.
- Fu Y, Zhou X, Zhou D, Sun W, Jiang C (2019). Sea level trend and variability in the south china Sea. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, IV-2/W5 pp. 589-593.
- Hinkel J, Brown S, Exner L, Nicholls RJ, Vafeidis AT, Kebede AS (2012). Sea-level rise impacts on Africa and the effects of mitigation and adaptation: an application of DIVA. *Regional Environmental Change* 12:207-224.
- Legeais JF, Ablain M, Zawadzki L (2018). An improved and homogeneous altimeter sea level record from the ESA Climate Change Initiative. *Earth System Science Data* 10(1):281-301.
- Llovel W, Becker M, Cazenave A, Crétaux JF, Ramillien G (2010). Global land water storage change from GRACE over 2002–2009; Inference on sea level. *C. R. Geoscience* 342(3):179-188.
- Llovel W, Becker M, Cazenave A, Jevrejeva S, Alkama R, Decharme B, Douville H, Ablain M, Beckley B (2011). Terrestrial waters and sea level variations on interannual time scale. *Global Planet Change* 75(1-2):76-82.
- Marti F, Cazenave A, Birol F, Passaro M, Léger F, Niño F, Almar R, Benveniste J, Legeais JF (2021). Altimetry-based sea level trends along the coasts of Western Africa. *Advances in Space Research* 68(2):504-522.
- Nerem RS, Chambers DP, Choe C, Mitchum GT (2010). Estimating Mean Sea Level Change from the TOPEX and Jason Altimeter Missions. *Marine Geodesy* 33(S1):435-446.
- Nicholls RJ, Hanson S, Herweijer C, Patmore N, Hallegatte S, Corfee-Morlot J, Chateau J, Muir-Wood R (2008). Ranking port cities with high exposure and vulnerability to climate extremes: exposure estimates. *OECD Environment Working Papers*, No. 1, OECD publishing, 3-62, DOI: 10.1787/011766488208
- Nobre P, Shukla J (1996). Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate* 9:2464-2479.
- Pujol MI, Faugère Y, Taburet G, Dupuy S, Pelloquin C, Ablain M, Picot N (2016). DUACS DT2014: the new multi-mission altimeter data set reprocessed over 20 years. *Ocean Science* 12:1067-1090.
- Quarty GD, Legeais JF, Ablain M, Zawadzki L, Fernandes MJ, Rudenko S, Carrère L, García PN, Cipollini P, Andersen OB, Poisson JC, Mbajon Njiche S, Cazenave A, Benveniste J (2017). A new phase in the production of quality-controlled sea level data. *Earth System Science Data* 9:557-572.
- Taburet G, Sanchez-Roman A, Ballarotta M, Pujol MI, Legeais JF, Fournier F, Faugere Y, Dibarboure G (2019). DUACS DT2018: 25 years of reprocessed sea level altimetry products. *Ocean Science* 15(15):1207-1224.
- Thior M, Dièye T, Sané T, Dièye El H. B, Sy O (2019). Coastline dynamics of the northern Lower Casamance (Senegal) and southern Gambia littoral from 1968 to 2017. *Journal of African Earth Sciences* 160:103611.

Chapter 3

Caractéristiques et mécanismes de la marée en Guinée-Bissau

L'objectif principal dans ce chapitre est d'analyser: (1) les caractéristiques physiques et dynamiques de la marée (amplitudes, phases et propriétés de résonance) ; (2) l'influence de la bathymétrie à fine échelle et celle de l'archipel des Bijagos dans les caractéristiques de la marée ; (3) le bilan énergétique de la marée (flux et dissipation d'énergie); (4) la distorsion de l'onde de marée à l'intérieur des estuaires ainsi que (5) la circulation résiduelle lagrangienne et euleurienne et le temps de résidence des particules d'eau soumises à la marée sur le plateau et dans les estuaires en Guinée-Bissau.

3.1 Introduction

Les marées restent en effet les manifestations les plus remarquables des variations du niveau de la mer dans les zones côtières. Elles sont en grande partie responsables de la variance de plusieurs variables océaniques [63]. Dans les mers côtières, elles influencent la circulation, le transport sédimentaire et l'activité biogéochimique des écosystèmes [64]. En haute mer, elles contribuent également significativement au mélange océanique (par le déferlement des marées internes) qui maintient la circulation méridienne de retournement à l'échelle du bassin [65–67]. Pour les activités marines telles que la pêche, le transport maritime, le génie et la gestion des risques côtiers, une bonne prévision des effets de la marée et des tempêtes est essentielle [68].

La marée est également une source importante d'énergie renouvelable. C'est donc une alternative sérieuse aux combustibles fossiles en raison de sa prévisibilité à court et à long terme [69]. Ainsi, dans les régions de mer épi-continentale, qui présentent de grandes

amplitudes de marée ou de forts courants de marée, le potentiel d'énergie marémotrice y est très important [70–72].

En Guinée-Bissau, le comportement de la marée sur la zone côtière et estuarienne reste très peu étudié. Selon [73] la marée est de type semi-diurne à inégalité diurne et l'onde de marée principale M2 vient du sud et se propage vers le nord le long de la côte. [74] confirment, à partir de données in situ dans l'archipel des Bijagos et de l'imagerie Sentinel 2, que les ondes de marée progressent le long d'un axe Sud-Ouest - Nord-Est et impliquent un décalage d'environ 1 h de marée entre les régions les plus éloignées de cet axe. En outre, la Guinée-Bissau possède un plateau continental très large et à faible gradient qui est favorable à une amplification des ondes de marées [75]. Une amplitude de 7 m de la marée (alors que l'amplitude moyenne en Afrique de l'ouest est de 1 m) est enregistrée dans son principal estuaire, à Porto Gole sur les rives du canal de Geba, ce qui pourrait générer jusqu'à 50 MW d'électricité selon les estimations de [76]. Toutefois, il n'existe pas d'études spécifiques sur les caractéristiques et les mécanismes de la marée dans la région, malgré un rôle sans doute majeur dans les processus côtiers et estuariens. On peut citer notamment les effets néfastes des inondations dues aux marées d'amplitude inhabituelle (associées parfois à des ondes de tempête), qui fragilisent des secteurs clés de l'économie du pays tels que l'agriculture. Ainsi, dans le cadre du projet Malmon "Mangroves, mangrove rice and mangrove people: sustainably improving rice production, ecosystems and livelihoods" en Guinée-Bissau, notre objectif principal est de décrire le comportement de la marée à l'intérieur des estuaires et près des côtes. Ce travail est un préalable à la mise en place d'un système d'alerte précoce contre les inondations dues aux grandes marées et aux tempêtes, qui devrait permettre aux agriculteurs de renforcer leurs digues en temps utile en cas de risque avéré d'inondation. Ainsi, dans ce chapitre, nous présentons :

1. la zone d'étude et la problématique;
2. le modèle de circulation côtière CROCO (-Coastal and Regional Ocean Community model-) et la stratégie de modélisation adoptée;
3. une analyse fine et approfondie du comportement de la marée dans la région: (1) les caractéristiques de la marée (amplitudes et phases des principaux constituants); (2) les mécanismes d'amplification de l'amplitude de la marée (propriétés de résonance et convergence évaluée à partir du bilan d'énergie marémotrice : flux d'énergie et dissipation d'énergie); (3) l'asymétrie de la marée dans la zone côtière et estuarienne; et (4) la circulation résiduelle eulérienne et lagrangienne qui en résulte ainsi que l'évaluation du temps de résidence des eaux sur le plateau et dans les estuaires.

3.2 Présentation de la zone d'étude (Guinée-Bissau)

La Guinée-Bissau, située en Afrique de l'Ouest, est limitée au Nord par le Sénégal, à l'Est et au Sud par la Guinée-Conakry et à l'Ouest par l'Océan Atlantique (fig. 3.1). Son climat est tropical (chaud et humide) et son économie dépend essentiellement de l'agriculture qui emploie 83,6% de la population active [77, 78], et constituent 69% du PIB et plus de 90% des exportations [78, 79]. La Guinée-Bissau s'étend entre 13.30°-16.5°O et 10.5°-12.30°N et couvre une superficie de 36 125 km² dont 28 000 km² en continent et 8 125 km² en mer (constitué par un ensemble de plus de 80 îles et îlots, dont 22 habitées, communément appelé l'archipel des Bijagos). Malgré sa petite superficie, son milieu marin présente plusieurs particularités:

1. Elle possède le plateau continental le plus étendu de toute l'Afrique de l'ouest, qui semble responsable des forts marnages et courants de marée enregistrés dans la zone;
2. son plateau continental est également entaillé de fosses (fosse du rio Grande, du rio Cacine, etc ...) ce qui amène à des fonds de plus de 40 m dans des zones où la profondeur est ordinairement de 15 à 20 m [73];
3. En Guinée-Bissau, les rias (vallées fluviales envahies par la mer), en comparaison des pays voisins (Sénégal et Guinée-Conakry), ont des embouchures plus largement ouvertes sur la mer dont la forme témoigne de la prépondérance de la marée par rapport aux autres processus dynamiques [80]. Comme pour la Casamance, ces larges rias peuvent également jouer un rôle de bassins d'évaporation et on peut s'attendre à de fortes salinités dans les embouchures et à l'intérieur des terres [73];
4. en termes d'hydrographie, la région est assez bien pourvue avec quatre rivières: Rio Cacheu, Rio Mansoa, Rio Geba (le plus important cours d'eau), Rio Corubal, Rio Tombali et Rio Cacine, prolongés par des estuaires qui pénètrent profondément à l'intérieur des terres.

La Guinée-Bissau présente également un littoral très fragmenté, long de 350 km, avec une importante interpénétration terre-mer ce qui lui confère une vaste zone intertidale. Ce littoral fait partie de l'ensemble communément appelé le littoral des rivières du Sud qui est constitué de vastes zones amphibies occupées par des mangroves et des vasières plus ou moins végétalisées (appelées "tannes" au Sénégal) qui peuvent s'étendre sur des dizaines de kilomètres à l'intérieur du continent. Les forêts de mangroves en Guinée-Bissau sont souvent entourées de vasières en bord de mer et de rizières à l'intérieur des terres (Fig. 3.2 et [81]). Ces milieux constituent des zones stratégiques de production

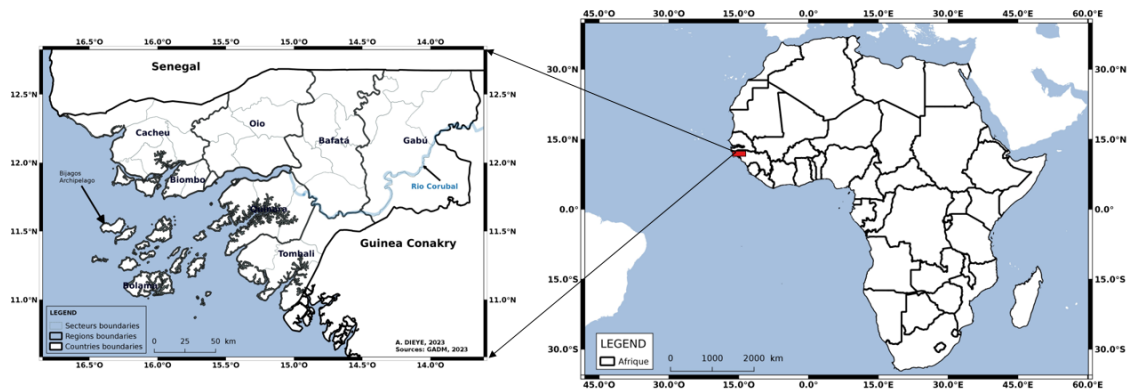


FIGURE 3.1: Carte de localisation de la Guinée-Bissau

alimentaire en Guinée-Bissau et le long de la côte Ouest-africaine, où le riz représente plus de 30% de l'apport calorique [31, 82]. Cependant, ces milieux sont actuellement très vulnérables aux inondations dues aux marées de vives eaux et tempêtes qui entraînent la destruction des digues, la perte de terres arables et la destruction de nombreuses récoltes chaque année. Cette vulnérabilité pourrait encore s'amplifier dans les années à venir avec l'évolution des estrans (zone du littoral périodiquement recouverte par la marée), qui ont enregistré un gain net de 57,93 km² entre 2000 et 2020 et pourrait encore augmenter de 80,55 km² d'ici 2060 [83]. Ainsi, la compréhension du comportement de la marée en Guinée-Bissau est cruciale pour la mise en place de stratégies de protection des terres agricoles et pour la revitalisation de la production de riz de mangrove dans le pays.

3.3 Méthodes

3.3.1 Description du modèle CROCO

Le modèle CROCO est utilisé pour étudier les caractéristiques et les mécanismes de la marée en Guinée-Bissau et pour la mise en place d'un système d'alerte précoce contre les fortes marées et tempêtes à l'origine d'inondations et de destructions de digues et des cultures chaque année. Le modèle est "Open Source" et son développement est assuré par les instituts français tels que IRD, INRIA, CNRS, SHOM et IFREMER. Il est construit sur la base du modèle ROMS (description complète via ce lien: myroms.org) dans sa version ROMS-AGRIF française, complétée de nouvelles capacités, telles qu'un solveur Non-Hydrostatique et Non-Boussinesq (NBQ) et diverses capacités de couplage avec d'autres modèles.



FIGURE 3.2: Photos des rizières à Cadiqué, Guinée-Bissau illustrant la configuration des rizières de mangrove à l'intérieur des terres par rapport aux forêts de mangrove et aux vasières sur les rives des estuaires. (Image de Pierre Campredon)

Par défaut, CROCO résout les équations primitives, qui sont les équations de Navier-Stokes en milieu tournant modifiées par des approximations. Les équations primitives sont:

1. une équation de conservation de la quantité de mouvement;
2. une équation de conservation du volume;
3. des équations de conservation de la température et salinité;
4. une équation d'état de l'eau de mer.

Les approximations et hypothèses sont:

1. hypothèse de Boussinesq: $\rho = Cste$ sauf dans les termes où la densité ρ est multipliée par g , la gravité;
2. hypothèse hydrostatique: $H \ll L$ (H et L les dimensions verticale et horizontale respectivement); on néglige ainsi l'accélération verticale;
3. hypothèse d'incompressibilité liée à celle de Boussinesq (la divergence tridimensionnelle du vecteur vitesse est supposée nulle);
4. hypothèse de fermeture turbulente (moyenne de Reynolds): les flux turbulents qui représentent l'effet des processus de petites échelles sur les grandes échelles sont exprimés en termes de caractéristiques à grande échelle.

L’option NBQ quant à elle permet d’activer les applications Non-Hydrostatiques. Ce faisant, dans l’algorithme de ”time-splitting” de CROCO, le ”mode lent” est similaire au mode barocline classique de ROMS décrit dans [84], tandis que le ”mode rapide” peut inclure, en plus du mode barotrope, le mode pseudo-acoustique qui permet le calcul de la pression Non-Hydrostatique dans une approche Non-Boussinesq [85].

CROCO peut donc résoudre des processus physiques à des échelles très fines dans les zones côtières et leurs interactions avec des échelles plus grandes. Ses capacités comprennent le calcul à haute performance d’équations discrétisées d’ordre élevé et le couplage avec l’atmosphère, les vagues, la biogéochimie et les sédiments. Il est également utilisé pour l’océanographie opérationnelle (prévisions océaniques, étude de la pollution et de la qualité de l’eau, évaluation des ressources halieutiques etc...). Il offre également la possibilité de faire du ”nesting” c’est à dire l’emboîtement de deux ou plusieurs grilles (comme dans cette étude) grâce à la librairie AGRIF (Adaptive Grid Refinement in Fortran), et ainsi de raffiner localement la bathymétrie et la dynamique résolue par le modèle. Dans ce cas, la communication entre les grilles peut être en mode ”One-way” [86] ou en mode ”Two-way” [87]. Pour le mode ”One-way” à sens unique, les conditions limites latérales de la grille enfant (de haute résolution) sont fournies par la solution de la grille parent (de basse résolution). Dans le cas ”Two-way” (le mode que nous avons choisi dans cette étude) la solution de la grille parent est mise à jour à partir de la solution enfant dans la zone couverte par les deux grilles [87]. Le modèle utilise également différents modèles de fermeture de la turbulence, ici le schéma de couche limite diagnostique KPP [88], pour paramétriser le mélange turbulent, avec un traitement spécifique pour relier les couches limites de surface et de fond dans les eaux peu profondes [89].

3.3.1.1 Équations primitives et approximations

Le modèle CROCO résout les équations primitives dans un environnement rotatif centré autour de la terre. Les équations sont écrites mathématiquement comme suit.

- L’équation générale de conservation de la quantité de mouvement en milieu tournant (à la vitesse Ω) s’écrit sous forme vectorielle:

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla (\vec{u}) + 2\vec{\Omega} \wedge \vec{u} = -\frac{\nabla P}{\rho} + \vec{g} + D_{\vec{u}} + F_{\vec{u}} \quad (3.1)$$

Suivant les directions zonale x et méridienne y en coordonnées cartésiennes, en appliquant les approximations de Boussinesq et hydrostatique, l’équation devient:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla u - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_u \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla v + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_v \quad (3.3)$$

$$0 = \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \quad (3.4)$$

ρ_0 est la masse volumique; P représente la pression totale; g l'accélération de la pesanteur; f la force de coriolis; u, v et w les composantes (x,y,z) de la vitesse (\vec{u}). F_u et F_v représentent le forçage de surface (tension de vent) et de fond (friction de fond) qui peuvent s'écrire comme conditions limites du terme de diffusion verticale (de viscosité A_v). A noter que dans CROCO, la diffusion horizontale des vitesses est implicite dans le schéma d'advection (diffusion numérique optimale pour amortir les erreurs de dispersion du schéma d'advection).

- w est calculé grâce à l'équation de continuité, ou de conservation du volume, dérivée de la conservation de la masse en appliquant l'hypothèse d'incompressibilité:

$$\nabla \cdot \vec{u} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.5)$$

- Les équations de conservation de la chaleur, de la salinité et des autres traceurs de $C(x,y,z,t)$ de l'océan s'écrivent:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{v}C) = F_c + D_c \quad (3.6)$$

où F_c et D_c sont les termes de forçage de surface et de diffusion du traceur (diffusivité K_v). Comme pour la quantité de mouvement, la diffusion horizontale dans CROCO est implicite dans le schéma d'advection.

- l'équation d'état de l'eau de mer est issue de formules empiriques:

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (3.7)$$

A ces équations, il faudra ajouter les équations de fermeture, les conditions aux limites de surface et de fond et les conditions aux frontières ouvertes du domaine, pour obtenir un système d'équation fermé que l'on va pouvoir discrétiser:

- En surface ($z = \eta$)

$$\left. \begin{array}{l} A_v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_x \\ A_v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_y \end{array} \right\} \text{tension du vent à la surface}$$

$$K_v \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q}{\rho C_p} \left. \vphantom{K_v} \right\} \text{flux de chaleur}$$

$$K_v \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{S(E-P)}{\rho_0} \left. \vphantom{K_v} \right\} \text{flux de salinité}$$

avec E évaporation et P précipitation.

$$w = \frac{d\eta}{dt} + u \cdot \nabla \eta \quad (3.8)$$

η étant l'élévation de la surface libre par rapport au niveau de référence $z = 0$

- Au fond ($z = -h$)

$$\left. \begin{aligned} A_v \frac{\partial u}{\partial z} &= -ru \\ A_v \frac{\partial v}{\partial z} &= -rv \end{aligned} \right\} \text{friction de fond}$$

$$\left. \begin{aligned} K_v \frac{\partial T}{\partial z} &= 0 \\ K_v \frac{\partial S}{\partial z} &= 0 \end{aligned} \right\} \text{flux de chaleur et de salinité}$$

$$w = -u \cdot \nabla h \quad (3.9)$$

3.3.1.2 Discrétisation spatiale et temporelle

Pour la discrétisation verticale, CROCO utilise une surface libre et des coordonnées "sigma" généralisées permettant à la grille d'épouser le fond marin pour une condition de fond plus réaliste (fig. 3.3). Pour l'horizontale, il utilise une grille curviligne orthogonale (la grille décalée d'Arakawa C) qui peut se limiter à une grille régulière, ce que nous avons fait dans cette étude. Dans la grille décalée d'Arakawa C, la surface libre (ζ) et les traceurs (densité ρ et traceurs actifs ou passifs C) sont situés au centre de la grille tandis que les vitesses horizontales (u et v) sont situées sur les bords de la grille (fig. 3.4).

Pour la discrétisation temporelle, CROCO utilise un schéma numérique dit "split-explicit" qui consiste à séparer les modes de dynamique rapide (barotropes) des modes de dynamique lente (baroclines) — autrement dit, le modèle sépare l'équation du mouvement en fonction des modes dynamiques à résoudre. Ainsi, les ondes de gravité externes (barotropes) et les ondes de gravité internes (baroclines) sont résolues à des pas de

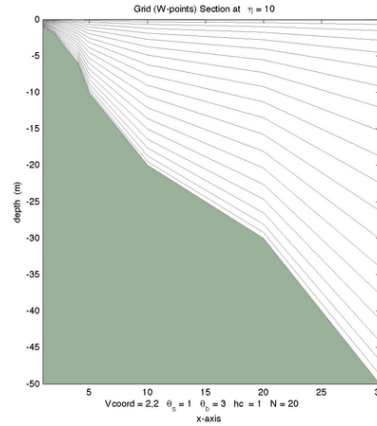


FIGURE 3.3: Coordonnées "sigma" généralisées. Source: <https://croco-ocean.gitlabpages.inria.fr/croco/doc/model/model.grid.html>

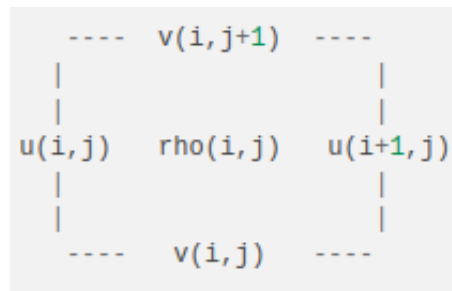


FIGURE 3.4: Grille décalée d'Arakawa C. source: <https://croco-ocean.gitlabpages.inria.fr/croco/doc/model/model.grid.html>

temps différents afin de minimiser le coût de calcul du modèle (fig. 3.5). Ces pas de temps sont calculés à l'aide du critère CFL (Courant-Friedrichs-Levy) de façon à éviter la propagation d'un événement au delà de la maille Δx . Ce critère dépend du type des schémas numériques utilisés (en temps et espace) et s'écrit généralement:

$$c\Delta t/\Delta x < C_l \quad (3.10)$$

Δt étant le pas de temps et c la vitesse de l'onde ou du courant; C_l le nombre de Courant limite est de l'ordre de 1, dépendant des schémas numériques.

Les équations de CROCO sont discrétisées à l'aide de méthodes de calcul d'ordre élevé. Un schéma temporel prédicteur-correcteur du troisième ordre [84] et une advection des vitesses et traceurs avec schéma Upstream du troisième ordre (UP3) permettent de réduire la dispersion et la diffusion numériques pour atteindre une résolution effective d'environ 5-10 fois la résolution horizontale [90]. Pour réduire les erreurs associées au gradient de pression barocline dans un modèle de coordonnées sigma qui suit le terrain, le modèle bénéficie d'un schéma de correction d'ordre élevé [91]. Cependant, pour la

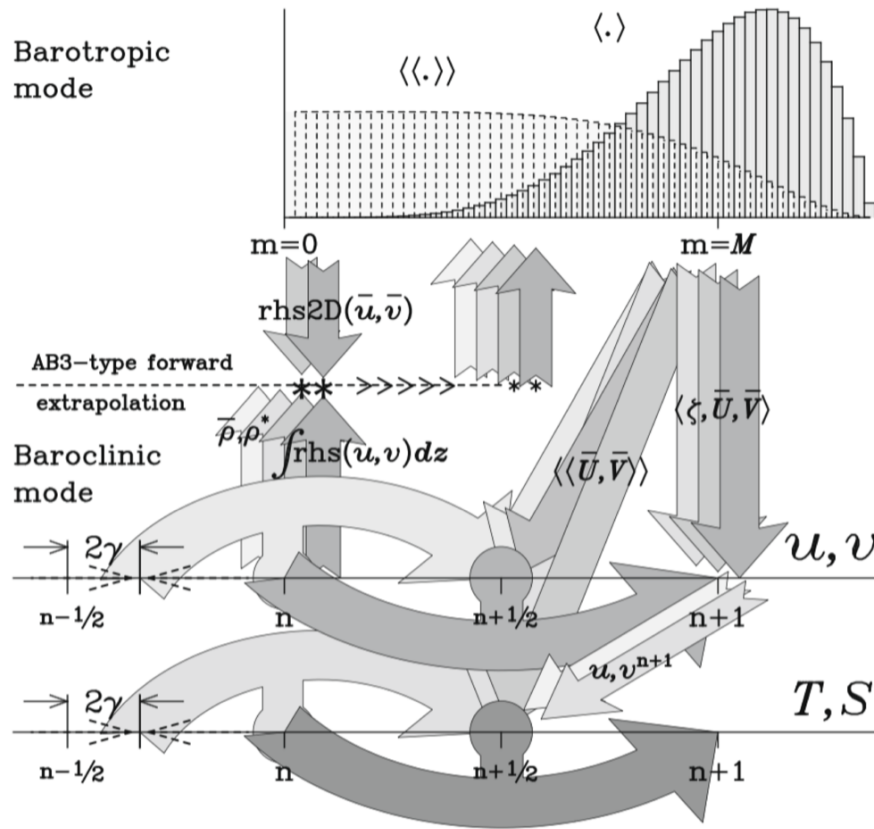


FIGURE 3.5: Vue schématique de la discrétisation temporelle

simulation des marées sur un plateau continental peu stratifié, les erreurs de coordonnée sigma sont très limitées.

3.3.1.3 Génération de la grille: Présentation de la configuration

Le modèle CROCO est implémenté en Guinée-Bissau en utilisant deux grilles imbriquées (une grille enfant et une grille parent) grâce à sa librairie AGRIF (Adaptive Grid Refinement in Fortran). Le mode de communication entre les deux grilles est "Two-way" ce qui fait que la solution de la grille parent force celle de la grille enfant et est ensuite mise à jour à partir de la solution de la grille enfant dans la zone couverte par les deux grilles [87]. Un facteur de raffinement de 3 a été choisi entre les deux grilles. Ainsi, la grille parent (17.0° - 14.2° W et 9.6° - 12.6° N) de résolution 3 km couvre l'ensemble de la zone côtière guinéenne, tandis que la grille enfant (16.6° - 15.0° W et 10.9° - 12.0° N) de plus haute résolution (1 km) couvre les principaux estuaires du pays (Mansoa, Geba, Buba, Tombali et Cacine) et l'archipel des Bijagos (fig. 3.6). Seule la frontière Est de la grille parent est fermée et toutes les autres sont traitées avec des conditions limites ouvertes [92].

La bathymétrie côtière de la zone (dans les deux grilles) est dérivée des données C-MAP (CM93 v.2 ; c-map.com), qui est une base de données mondiale utilisée par les navigateurs et construite à partir de cartes marines. Elle représente mieux la bathymétrie côtière et estuarienne dans la zone d'étude que GEBCO et S2shores comme montré dans [93] et donne par conséquent de meilleurs résultats comparée aux données in-situ de marée. En eaux profondes (en dessous de 250 m), où les données C-MAP sont manquantes, les données GEBCO sont utilisées et cette bathymétrie composite est ensuite interpolée linéairement sur la grille du modèle.

Le nombre de niveaux verticaux sigma est fixé à 10. Les paramètres d'étirement à la surface et au fond, θ_s et θ_b , sont fixés à 0, ce qui fait que les différents niveaux sont régulièrement espacés dans la colonne d'eau. La hauteur minimale h_{min} est fixée à 9 m afin d'éviter la présence de zones artificielles peu profondes dans les estuaires supérieurs où les données sont manquantes. Les zones intertidales sont donc exclues de notre étude et un masque terrestre est utilisé pour délimiter les côtes et les limites des principales rivières. Le paramètre de pente (r) utilisé pour le lissage de la bathymétrie dans CROCO a été laissé dans la grille parent à sa valeur par défaut de 0,2 ([94]). Cependant, il est fixé à une valeur plus élevée de 0,5 dans la grille enfant, ce qui limite fortement le lissage. La raison en est que le lissage de la bathymétrie est fait pour éviter les erreurs de gradient de pression dans les zones à forte pente et à forte stratification (sur le talus continental, en général), mais il est moins pertinent dans les zones peu profondes, où les gradients de pression baroclines sont faibles. Ainsi, dans les eaux peu profondes, cette contrainte peut être relâchée et le lissage réduit au minimum afin de maintenir une bathymétrie réaliste.

3.3.1.4 Forçages

TPXO (v.9), modèle de marée globale, a été utilisé pour le forçage de la marée dans la grille parent ([63]). Il inclut, en plus des 8 constituants harmoniques primaires habituels (M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1 et Q1) et les deux constituants à longue période (Mf et Mm), quelques harmoniques non linéaires importantes (M4, MS4, et MN4) et d'autres constituants mineurs. Cependant, dans cette étude, nous n'avons utilisé que les composantes linéaires et nous nous appuyons sur la dynamique du modèle pour générer les composantes non linéaires. Dans le cadre du pré-traitement `CROCO_tools` ([94]), les amplitudes et les phases des marées ont été corrigées de la variation nodale causée par le cycle de 18,6 ans de l'inclinaison de l'orbite lunaire (précession rétrograde des nœuds ascendants et descendants de la Lune le long du plan orbital de la Lune), modulant à la fois les marées lunaires et lunisolaires.

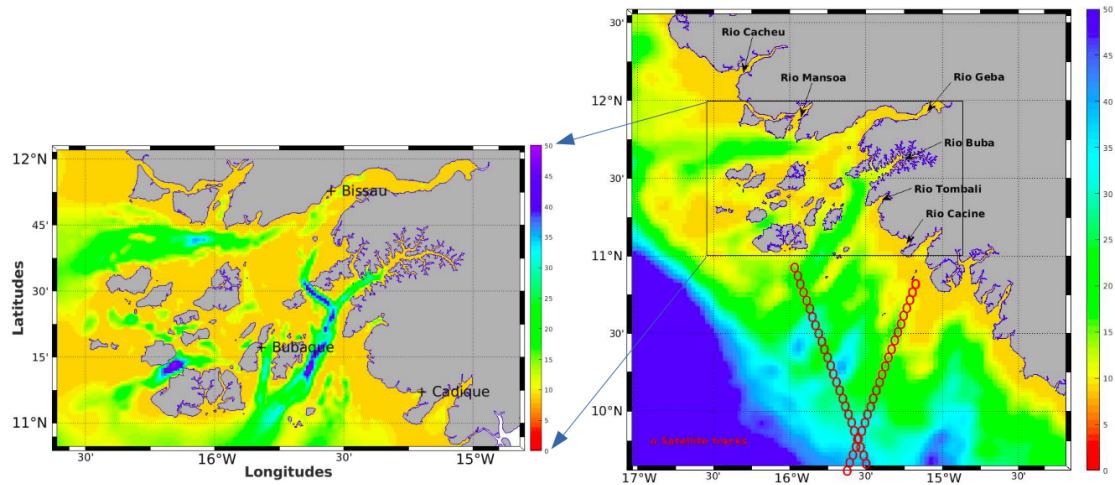


FIGURE 3.6: Bathymétrie C-MAP interpolée dans les deux grilles imbriquées utilisées dans cette étude. La grille parent à droite couvre toute la côte de la Guinée-Bissau avec une résolution de 3 km, indiquant également les deux traces des satellites TOPEX/POSEIDON dans la région. La grille enfant à gauche avec une résolution de 1 km couvre les principaux estuaires et l'archipel des Bijagos, indiquant également les stations de marégraphes utilisées pour la calibration et la validation du modèle.

Le débit des rivières est également inclus dans les calculs (les rivières Corubal et Geba sont incluses comme un débit constant de $400 \text{ m}^3/\text{s}$), bien que le ruissellement fluvial, relativement faible dans la région, est mal connu [37]. Un forçage atmosphérique et océanique saisonnier a été également appliqué, en utilisant la climatologie mensuelle QuikScat (SCOW) pour le vent et la climatologie World Ocean Atlas 2009 (WOA09) pour la température et la salinité. Ces forçages atmosphériques et océaniques ont peu d'impact sur la présente étude de marée, mais constituent cependant un préalable au traitement de la réponse générale du niveau de la mer à des forçages multiples, y compris les effets des tempêtes. Le modèle a été initialisé à partir de l'océan au repos.

3.4 Calage et Validation du modèle

Pour la validation du modèle, nous avons utilisé des données altimétriques près des côtes et des données de marégraphes installés dans le cadre du projet Malmon-DeSIRA "Mangroves, mangrove rice and mangrove people: sustainably improving rice production, ecosystems and livelihoods" pour les besoins de la thèse à l'intérieur des estuaires et à l'île de Bubaque en Guinée-Bissau.

Pour la calibration du modèle, nous avons effectué plusieurs tests sur les paramètres physiques, principalement sur le nombre de niveaux verticaux N , la friction de fond τ_b (des formulations de friction de fond lineaire, quadratique et quadratique à profil

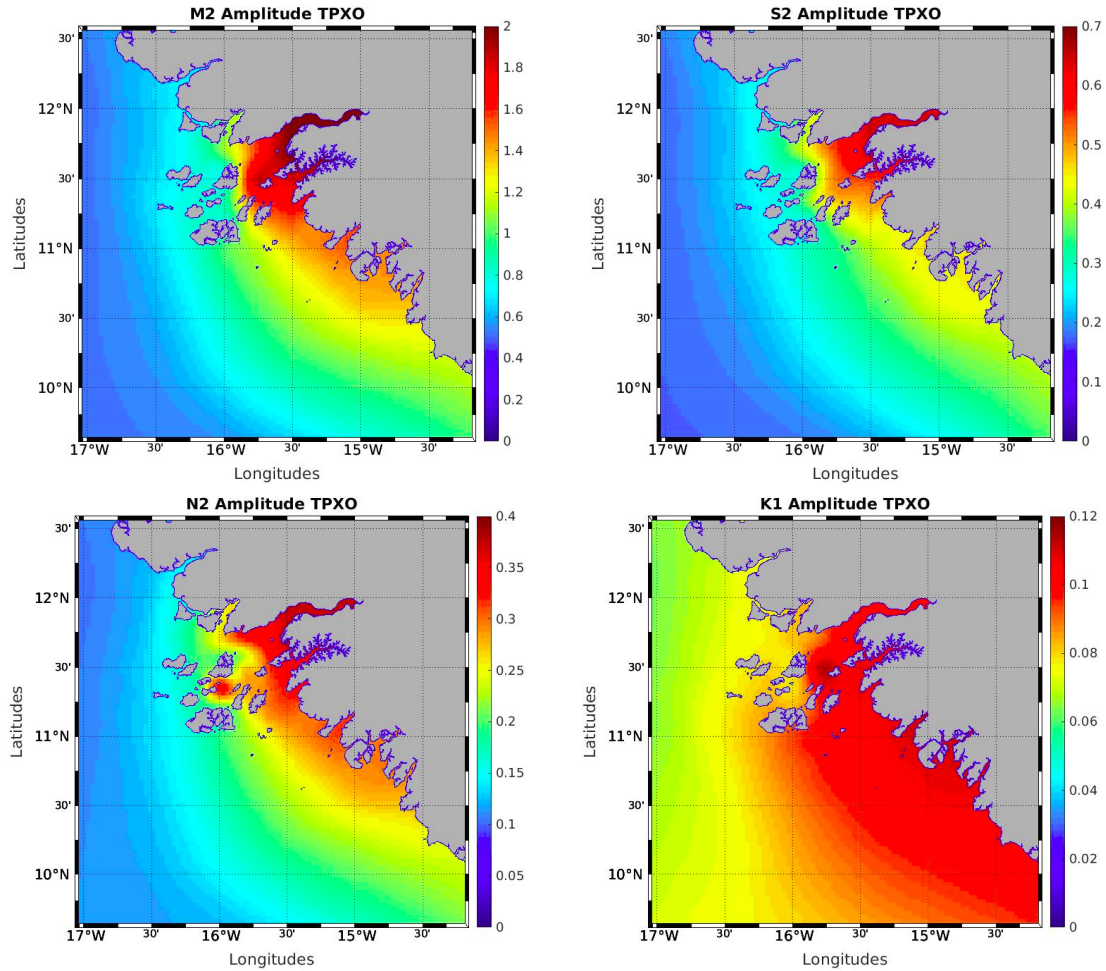


FIGURE 3.7: TPXO: Amplitudes (m) des principaux constituants de marée (M2, S2, N2 et K1) dans la zone côtière de la Guinée-Bissau.

logarithmique ont toutes été testées) et sur les paramètres liés à la bathymétrie (profondeur minimale $hmin$ et paramètres de lissage). Le modèle semble être sensible à tous ces paramètres ainsi qu'à l'étendue du domaine. Nous avons fixé les valeurs de ces paramètres sur la base de ces tests. Pour le frottement de fond, les meilleurs résultats ont été obtenus avec une friction de fond quadratique à profil logarithmique, calculée avec une longueur de rugosité de 0,1 mm dans les deux grilles (parent et enfant). La simulation a été faite sur une durée de 12 mois, à partir du 1er mai 2021, avec un pas de temps de 300 et 100 secondes respectivement pour les grilles parent et enfant (les pas de temps barotropes sont alors de 10 et 3 secondes respectivement). Les fréquences d'enregistrement dans les fichiers de sortie du modèle sont d'une heure.

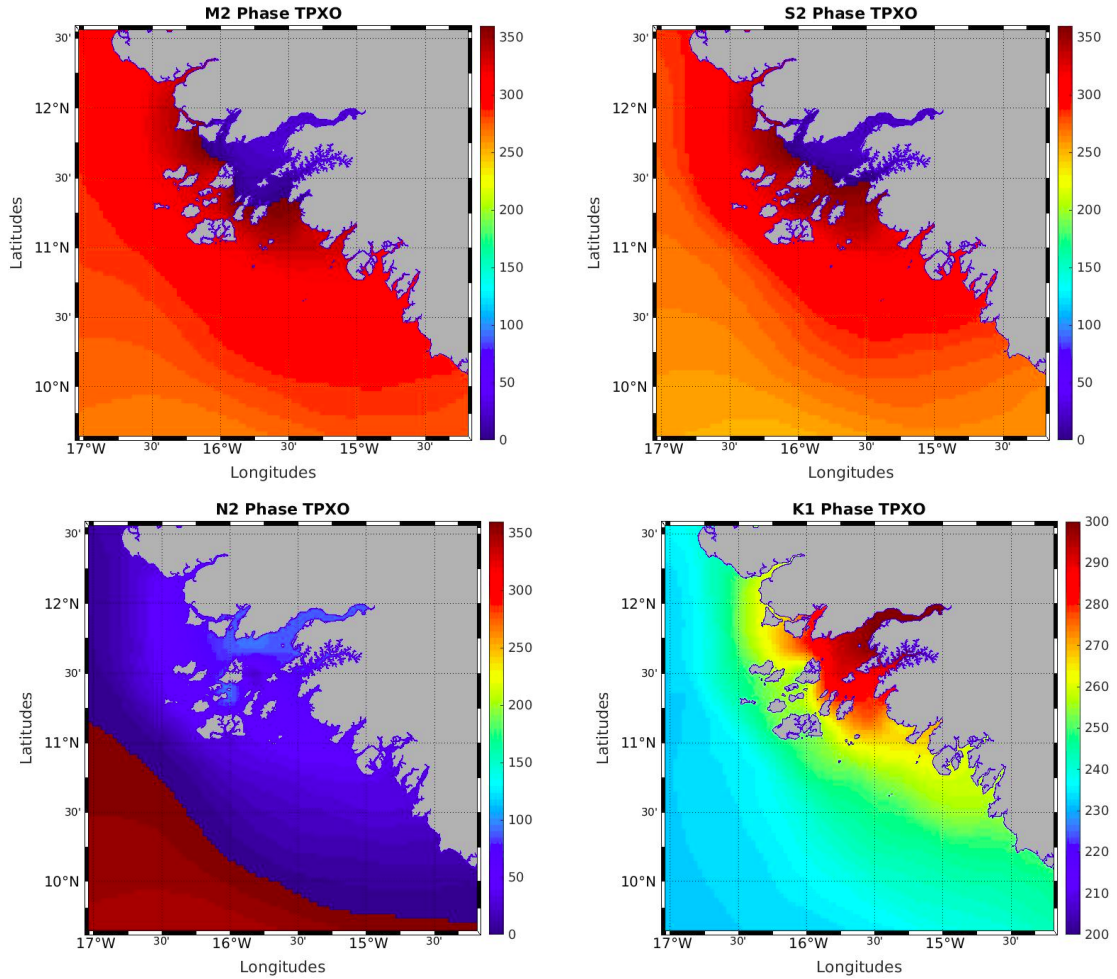


FIGURE 3.8: TPXO: Phases (degré) des principaux constituants de marée (M2, S2, N2 et K1) dans la zone côtière de la Guinée-Bissau.

3.4.1 Données des stations de marégraphes

Un réseau de marégraphes comprenant au total 15 stations a été implémenté en Guinée-Bissau pour les besoins de la thèse. La majeure partie de ces stations se situent dans les estuaires, à l'exception d'un marégraphe situé sur l'île de Bubaque dans l'archipel des Bijagos. Ainsi, pour la validation du modèle, les amplitudes et phases de marée simulées par CROCO ont été comparées aux données de marée collectées dans les stations de marégraphes et avec TPXO (le forçage) en terme d'erreurs (autrement dit de différences d'amplitude et de phase) (Fig. 3.1, 3.2 et 3.3). Les composantes harmoniques (amplitudes et phases) sont extraites à l'aide du logiciel T-TIDE [95] distribué avec CROCO_tools.

L'analyse des harmoniques de marée montre que les composantes dominantes de marée sont les semi-diurnes, avec M2 (principale lunaire ; 12,42 h) dominant, puis S2 (principale solaire ; 12 h) et N2 (majeure lunaire elliptique; 12,66 h). Nous notons également la

présence de marées diurnes significatives telles que K1 (23,93 h) et O1 (25,82 h) et des composantes de marée de hautes fréquences et mixtes (quarts et sixièmes diurnes telles que M4, MS4, M6 et 2MS6 avec des périodes respectives de 6,21 h, 6,10 h, 4,14 h et 4,09 h (Fig. 3.10).

Il apparaît ainsi que le modèle est capable de reconstruire la complexité spectrale des marées côtières en Guinée-Bissau. Il reproduit généralement très bien les amplitudes et les phases des principales composantes de marée (M2, S2, N2 et K1) avec une précision habituelle dans la littérature : de l'ordre du cm en amplitude et de quelques degrés en phase (Fig. 3.1, 3.2 et 3.3). Une erreur plus importante apparaît pour la phase N2, mais celle-ci semble liée à la décomposition de T-TIDES. Notons que dans la rivière Cacine, la résolution du modèle ne permet pas d'accéder à la position exacte du marégraphe de Cadique, nous avons donc comparé les enregistrements avec un point en aval de l'estuaire, ce qui explique probablement les erreurs plus importantes pour cette station. D'autre part, la comparaison du modèle avec le forçage TPXO9 montre généralement des différences plus importantes qu'avec les marégraphes (par exemple, 10,4 cm pour M2 au lieu de 1,6 cm). Ceci montre que la dynamique interne du modèle améliore significativement la représentation locale de l'onde de marée imposée par le forçage. Le modèle reproduit également avec précision des composantes de marée de haute fréquence, telles que les marées quart-diurnes M4 et MS4 avec des amplitudes comparables à K1, les marées six-diurnes M6 et 2MS6 et même la marée huitième-diurne M8 (Fig. 3.10), qui sont complètement absentes dans le forçage. Les marées mixtes à basse fréquence sont également reproduites avec des amplitudes légèrement inférieures à celles des marées diurnes.

TABLE 3.1: Erreurs entre le modèle, le marégraphe de Bissau et le forçage (TPXO9) en termes d'amplitude (cm) et de phase (°) des 4 principaux constituants de marée : M2, S2, N2 et K1 obtenues sur une période de simulation de 8,5 mois (21 août 2021 - 5 mai 2022)

	Erreurs Model/Data		Erreurs Model/Forcing	
	Amp[cm]	Phase [°]	Amp[cm]	Phase [°]
M2	1.6	8	10.4	9.7
S2	3.2	8.9	9.8	19
N2	0.4	22.8	4.4	29.5
K1	1.7	15.5	0.1	18.7

3.4.2 Données altimétriques

Les constantes de marée X-TRACK ([96]) du Centre de Topographie des Océans et de l'hydrosphère (CTOH/LEGOS) qui fournissent les anomalies du niveau de la mer le long de la trace ont été utilisées pour la validation du modèle près des côtes en Guinée-Bissau.

TABLE 3.2: Erreurs entre le modèle, le marégraphe de Bubaque et le forçage (TPXO9) en termes d’amplitude (cm) et de phase (°) des 4 principaux constituants de marée : M2, S2, N2 et K1 obtenues sur une période de simulation de 8,5 mois (8 mai 2021 - 14 janvier 2022)

	Erreurs Model/Data		Erreurs Model/Forcing	
	Amp[cm]	Phase [°]	Amp[cm]	Phase [°]
M2	1.3	4.3	0.6	14.3
S2	4.5	6.2	1.6	8.1
N2	0.7	27.5	0.4	18.9
K1	0	8.5	0.2	17.4

TABLE 3.3: Erreurs entre le modèle, le marégraphe de Cadique et le forçage (TPXO9) en termes d’amplitude (cm) et de phase (°) des 4 principaux constituants de marée: M2, S2, N2 et K1 obtenues sur une période de simulation de 6 mois (octobre 2021 - mai 2022)

	Erreurs Model/Data		Erreurs Model/Forcing	
	Amp[cm]	Phase [°]	Amp[cm]	Phase [°]
M2	0.6	21.6	9.6	3.5
S2	7.7	29	7.5	6.2
N2	2.4	58.5	0.3	2.8
K1	0.3	11.6	0.3	9.2

En effet, les données altimétriques sont devenues une composante très importante du système d’observation des océans [48]. Elles fournissent des données précises sur le niveau de la mer avec des erreurs de l’ordre du centimètre [89]. Ce produit est basé sur les missions combinées de Topex/Poséidon+Jason-1/2 qui mesurent les anomalies du niveau de la mer le long de la trace. La distance entre deux traces le long de la trajectoire du satellite est de 6 à 7 km et le produit fournit 42 points sur notre zone.

Dans les figures 3.11 et 3.12, nous avons présenté respectivement les erreurs d’amplitude et de phase entre le modèle et les observations satellitaires sur les traces du satellite et dans la table 3.4 donnant les RMSE (Root Mean Square Errors = $\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i - Y_i)^2}$ avec X_i la solution du modèle et Y_i les données d’observation et N le nombre d’observation). L’analyse est effectuée sur les quatre principaux constituants de la marée : la marée diurne (K1) et les marées semi-diurnes (M2, S2 et N2). Les erreurs d’amplitude locales et la RMSE des constituants S2, N2 et K1 sont assez faibles (inférieures à 2 cm). Le constituant M2 de plus grande amplitude présente des erreurs également plus importantes (environ 6 cm), mais cela reste acceptable d’autant que les erreurs diminuent vers la côte. Pour les phases, de faibles erreurs sont notées pour les constituants M2, S2 et K1 (inférieures à 10°). Le constituant N2 présente également de faibles erreurs, sauf près de la frontière ouverte sud, ce qui s’explique par une grande erreur de phase présente dans le forçage.

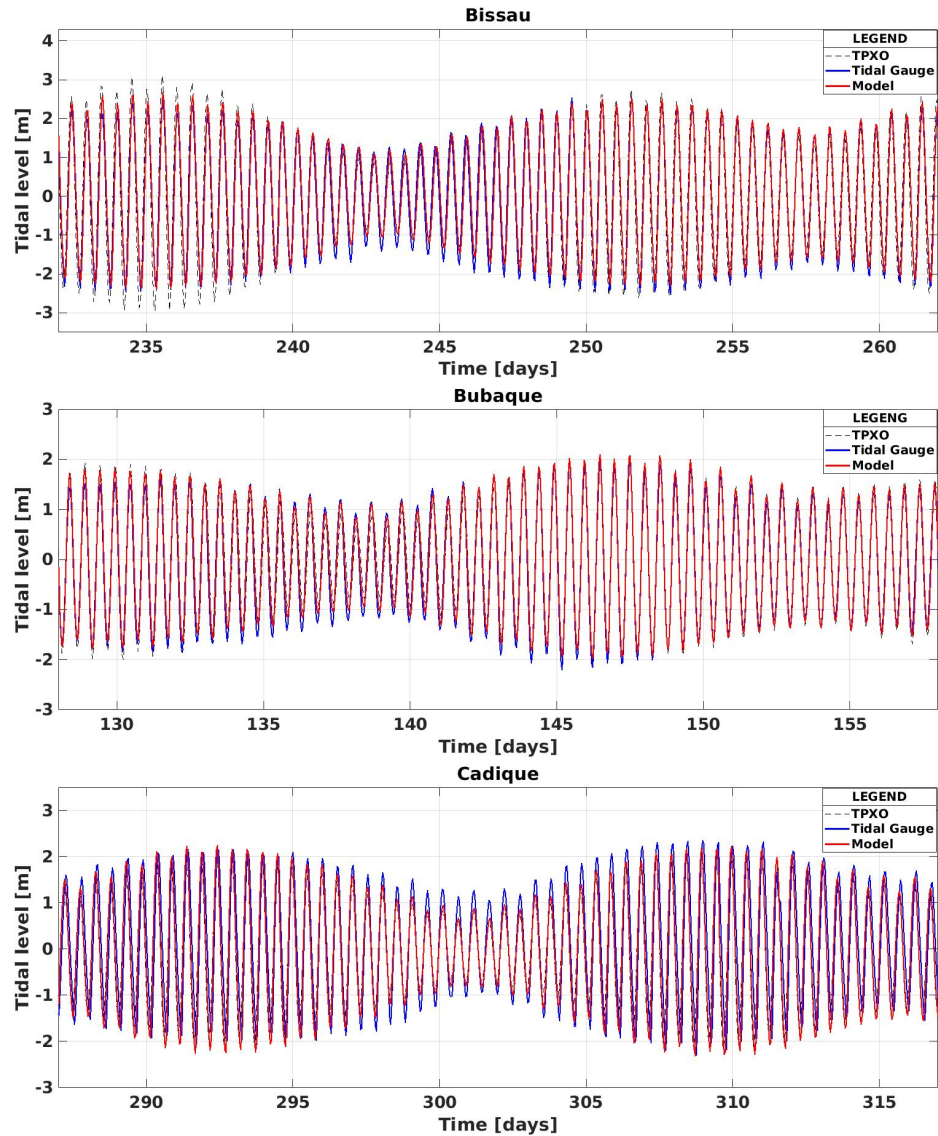


FIGURE 3.9: Variations de hauteur d'eau à Bissau (septembre 2021), Bubaque (mai-juin 2021) et Cadique (octobre-novembre 2021), d'après les marégraphes, CROCO et TPXO.

3.5 Sensibilité du modèle

La Guinée-Bissau présente une morphologie côtière et estuarienne très impressionnante avec ses cinq fleuves et l'archipel des Bijagos qui constituent une barrière à la propagation des ondes de marée. De ce fait, la marée est particulièrement sensible au choix et au traitement de la bathymétrie et à la formulation du frottement de fond qui contrôle le flux d'énergie de marée. La sensibilité de ces caractéristiques et d'autres paramètres physiques du modèle a été révélée par une série de tests.

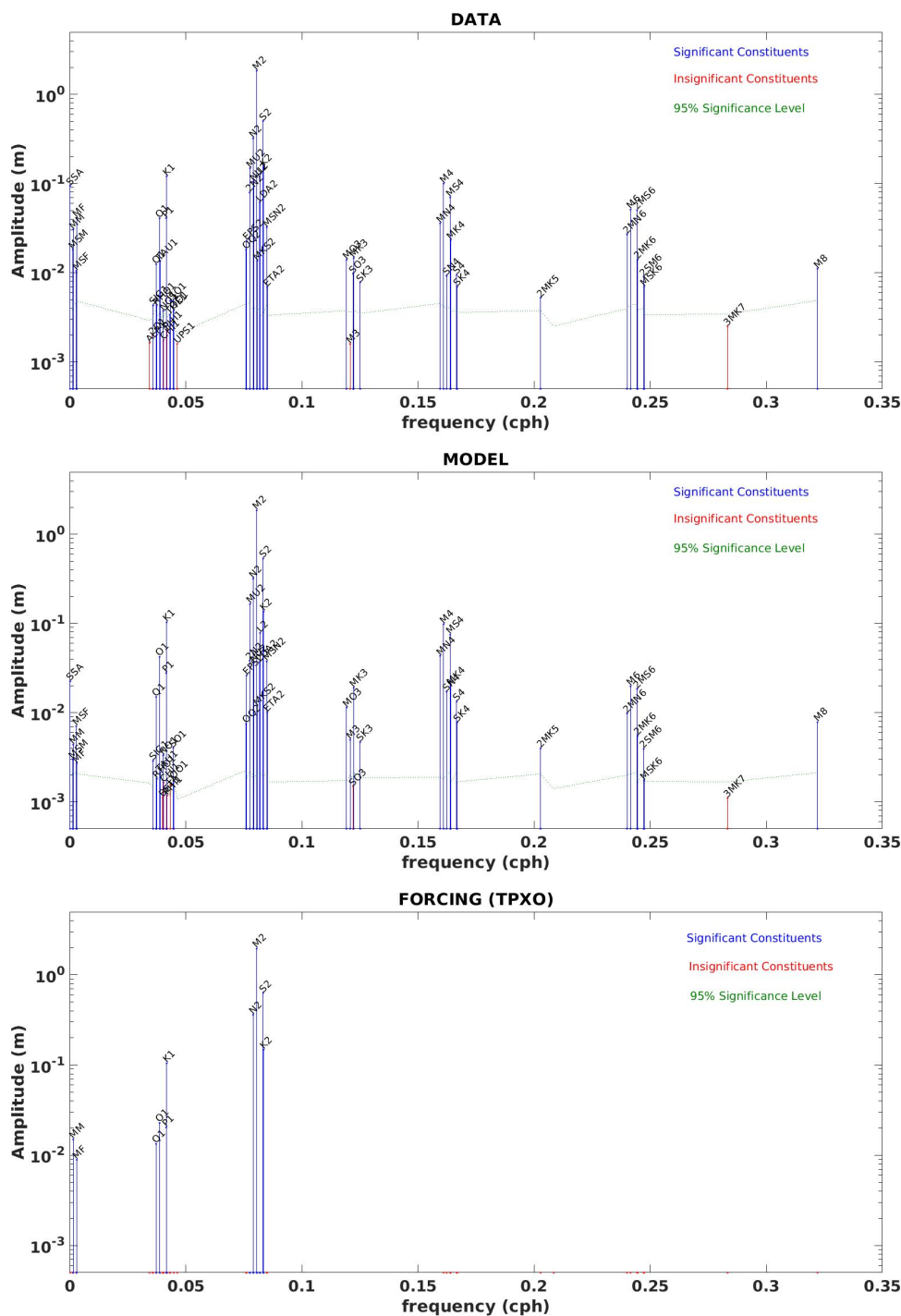


FIGURE 3.10: Harmoniques de marée à Bissau. Les données du marégraphe (en haut), la solution du modèle (au centre) et le forçage TPXO9 (en bas).

3.5.1 Sensibilité au choix et au traitement de la bathymétrie

Le choix de la bathymétrie et son traitement est particulièrement important. Trois types de produits ont été testés dans la zone. Il s'agit notamment de:

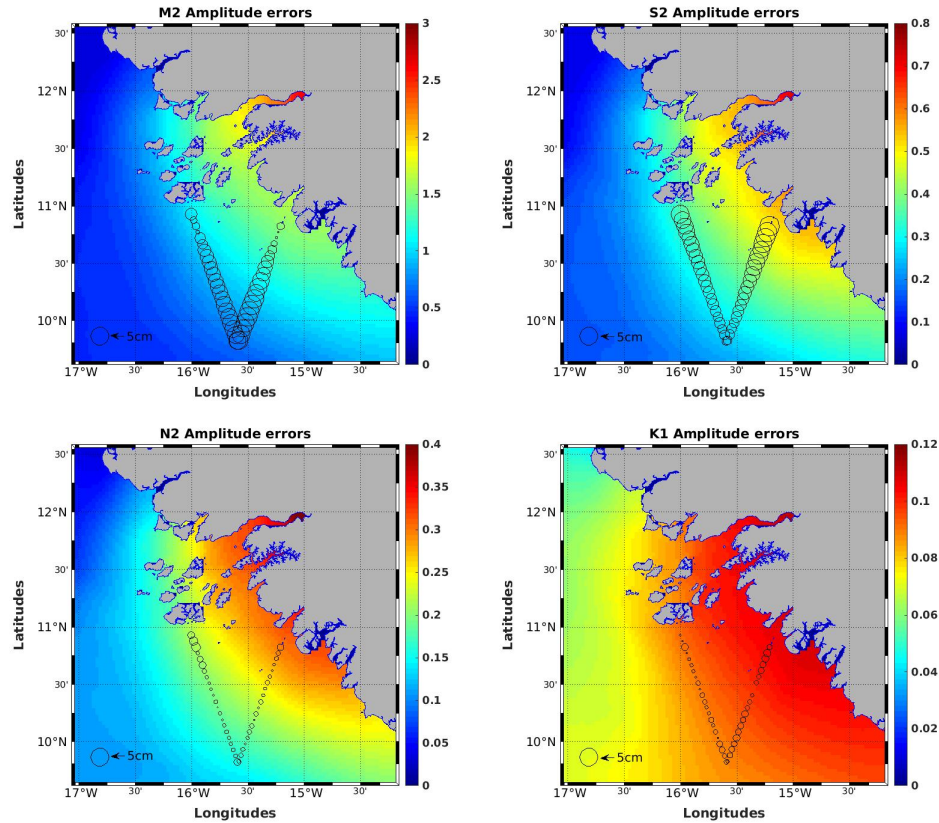


FIGURE 3.11: Différence d'amplitude entre le modèle et l'altimétrie (cercles dont la référence est donnée en bas à gauche des cartes) des principaux constituants de marée superposée aux cartes d'amplitude du modèle de ces mêmes constituants.

TABLE 3.4: RMSE entre le modèle et les observations satellitaires en termes d'amplitude (cm) et de phase ($^{\circ}$) des 4 principaux constituants de marée: M2, S2, N2 et K1 obtenus sur une période de simulation de 7 mois (mai 2021 - novembre 2022)

	RMSE Model/Satellite data	
	Amp[cm]	Phase [$^{\circ}$]
M2	6.3	2.5
S2	1.76	4.6
N2	1.15	58.26
K1	0.4	7.14

- GEBCO (-General Bathymetric Chart of the Oceans-)**: carte bathymétrique globale qui fait le plus autorité et qui est accessible au public. GEBCO fonctionne sous l'égide de l'IHO (-International Hydrographic Organization-), qui promeut la normalisation des cartes marines. Le jeu de données maillées actuel, GEBCO_2023, est un modèle de terrain global des océans et des terres, qui fournit des données d'élévation, en mètres, sur une grille de 15 arc secondes ($\sim 500 \times 500$ m de taille de pixel à l'équateur). Il est accompagné d'une grille d'identification de type (TID) qui donne des informations sur les types de données sources sur lesquelles GEBCO_2023 est construit.

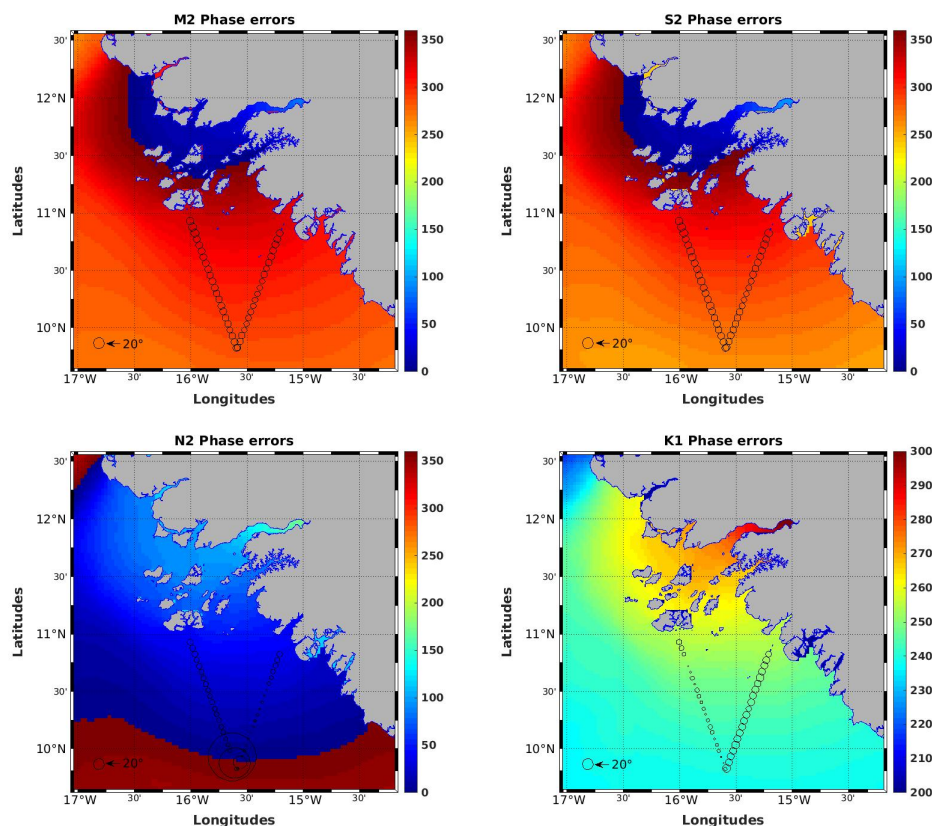


FIGURE 3.12: Différence de phase entre le modèle et l’altimétrie (cercles dont la référence est donnée en bas à gauche des cartes) des principaux constituants de marée superposée aux cartes de phase du modèle de ces mêmes constituants.

- C-MAP ou CMAP:** (CMAP)CM-93 fournie par C-MAP (CM93 v.2 ; c-map.com), est un ensemble de cartes vectorielles mondiales non officielles utilisées par les marins ainsi que par diverses institutions et industries impliquées dans l’exploration des océans et la gestion des ressources. Ces cartes marines numérisées sont établies à partir de diverses sources, notamment des écho-sondages effectués par des navires, des relevés Lidar aéroportés et des cartes bathymétriques historiques. La résolution et la couverture étendue des zones côtières rendent les données CMAP très intéressantes pour la modélisation côtière, bien qu’elles ne suivent pas nécessairement le type de contrôle de qualité et de normes (S-57 ou S-100 de l’IHO) associé aux produits globaux tels que GEBCO. En particulier, il existe une croyance répandue selon laquelle les cartes marines des régions côtières peu profondes sous-estiment intentionnellement la profondeur réelle de l’eau afin d’atténuer les risques potentiels pour la navigation. Un autre inconvénient est que ces cartes peuvent afficher des informations obsolètes, en particulier dans les régions peu profondes et sédimentaires où la morphologie du fond peut subir des changements rapides.

En Guinée Bissau, où les sondages GEBCO ne sont pas très bons, CMAP est une alternative intéressante pour représenter la bathymétrie côtière et estuarienne et

son effet potentiel sur le flux de marée. En eaux profondes (en dessous de 250 m), où les données CMAP sont manquantes, les données GEBCO sont utilisées à la place. La bathymétrie composite a été interpolée linéairement sur la grille de notre modèle.

- **S2SHORES**: bathymétrie dérivée des satellites, capable de détecter des profondeurs allant jusqu'à 35 m, en fonction des conditions moyennes de vagues incidentes et de la couverture nuageuse. La librairie Python S2Shores est conçue pour extraire les caractéristiques des vagues et estimer la bathymétrie à partir d'images Sentinel-2. Elle ne se limite pas à l'utilisation des satellites, mais s'étend aux systèmes de caméras vidéo installés sur le littoral et aux drones [97]. La librairie propose le traitement d'images, la détection des vagues et l'extraction de la profondeur, avec une gestion souple des entrées/sorties et du traitement des données. Elle comprend trois méthodes d'estimation des vagues, axées sur le déplacement spatial, le déphasage spectral et la reconstruction temporelle.

Le produit est une alternative mais encore expérimentale. Nous avons testé son apport principal qui est sur les fines échelles de la topographie dans [93].

Pour le traitement de la bathymétrie, les paramètres en jeu sont principalement: a) la profondeur minimale (`h_min`) ; b) la valeur `r` du lissage sélectif et c) le nombre de passes de lissage.

- **La profondeur minimale `h_min`**: elle a été fixée à 9 m après une série de tests de sensibilité. En effet, elle n'est nécessaire que lorsque l'option bancs découvrants (`WET_DRY`) n'est pas utilisé. Elle peut également être utilisée pour assurer une profondeur minimale aux chenaux fluviaux qui ne sont pas bien représentés dans les données bathymétriques (en particulier si un lissage est appliqué), ce qui est le cas notamment du fond de l'estuaire de Geba. Dans ce cas, le masque est utilisé pour délimiter les rivières et la ligne de côte.
- **Le lissage sélectif `r`**: Il contrôle la valeur maximale de la pente du fond [98] pour éviter les erreurs de gradients de pression horizontaux. Il est défini en fonction de `h` par $r = \frac{\Delta h}{2 * h}$. Ce paramètre est surtout utile dans les zones de très fortes pentes (talus continentaux) et à forte stratification. Il est donc moins important dans notre zone d'étude. Sa valeur par défaut de ($r = 0.2$) donnée dans CROCO est tirée d'études régionales [94]. Cependant, en eau peu profonde, on peut relaxer l'influence de ce paramètre en prenant une valeur élevée, ce que nous avons fait dans la grille enfant (`r` fixé à 0.5).
- **le nombre de passes de lissage**: un nombre minimal de lissage sélectif en fonction de `r` a été utilisé (`N_filter_deep_topo = 1`); et un nombre minimal de

lissage non-selectif de hanning ($N_filter_final = 1$) à la fin du processus de lissage pour s'assurer qu'aucun bruit ne soit présent dans la bathymétrie.

3.5.2 Sensibilité à la friction de fond

Pour la sensibilité provenant des paramètres impliqués dans la friction de fond (τ_b), nous avons également testé les trois types de formulation disponibles: linéaire, quadratique avec coefficient constant et quadratique à profil logarithmique. Les meilleurs résultats ont été obtenus avec une friction de fond quadratique à profil logarithmique ($C_d = (k/(\ln(Z_b/Z_0)))^2$ avec $k = 0.41$; Z_0 longueur de rugosité; Z_b épaisseur du premier niveau de fond). Une longueur de rugosité de 1.10^{-4} m pour les deux grilles a montré les meilleurs résultats.

3.5.3 Sensibilité à la résolution verticale

Un autre paramètre testé est le nombre et la répartition des niveaux verticaux, qui représente la résolution verticale de la grille. Avec les coordonnées "sigma" qui suivent la bathymétrie, la résolution varie avec la profondeur et est plus fine dans les eaux peu profondes. La friction de fond quadratique à profil logarithmique permet de tenir compte de cette différence de résolution dans le calcul de la friction de fond. Le nombre de niveaux N est fixé à 10, qui se montre un bon compromis entre résolution et coût de calcul. Les paramètres de "stretching" de la grille verticale (θ_s et θ_b) permettent de placer plus de niveaux à la surface et au fond, mais nous avons fixé ici ces paramètres à 0 (pas de raffinement), car cela ne modifie pas beaucoup les résultats relatifs aux marées (par contre cela pourrait être modifié si l'on mettait davantage l'accent sur la dynamique des sédiments, par exemple).

3.6 Caractéristiques et mécanismes de la marée en Guinée-Bissau : Article et "préprint" insérés à la fin de la section

Les caractéristiques de la marée en un lieu sont principalement données par les amplitudes et les phases de ses principaux constituants de marée. L'élévation totale du niveau de la mer due à la marée $\eta(t)$ est donnée par la somme de l'élévation due à chacun de ses constituants [par exemple 99]:

$$\eta(t) = \eta_0 + \sum_{i=1}^M f_i(t) A_i \cos(\omega_i t + V_i - G_i + u_i(t)) \quad (3.11)$$

η_0 est le niveau d'eau moyen par rapport à une côte fixe de référence; M le nombre de constituants; A_i l'amplitude du constituant d'indice i ; ω_i la fréquence angulaire (pulsation); V_i la phase d'équilibre au méridien de Greenwich au temps de référence $t=0$, G_i la phase de Greenwich (déphasage par rapport à la phase d'équilibre); $f_i(t)$ et $u_i(t)$ les fonctions de correction nodale respectivement pour l'amplitude et la phase.

La marée peut être donc être prédite à tout instant t connaissant les constantes harmoniques de marée (amplitude et phase de chaque constituant) de la zone et en appliquant l'équation 3.11. Ces constantes harmoniques peuvent être extraites à partir de données d'observation de la marée grâce aux logiciels d'analyse harmonique (tels que T-Tides , U-tides etc...).

En outre, les caractéristiques de la marée peuvent varier fortement en zone côtière. Sur les plateaux continentaux et plus encore dans les estuaires, la marée dépend grandement de la morphologie (forme, longueur et largeur de l'estuaire, composition du lit, présence de bancs de sable et configuration de l'embouchure). Ainsi, une amplification de l'amplitude de la marée peut être observée le long de l'estuaire en raison principalement de deux processus: la convergence (ou effet d'entonnoir) et/ou la résonance (co-oscillation avec les ondes réfléchies au fond de l'estuaire) [89, 100]. Cependant, lorsque le frottement de fond est trop important et dominant par rapport aux mécanismes précédents, l'onde de marée est progressive, l'amplitude diminue vers le fond de l'estuaire et la phase change très peu. Par ailleurs, l'onde de marée peut également être déformée (asymétrie de la marée) au cours de sa propagation dans l'estuaire en raison de l'inégalité des courants de marée de jusant et de flot qui se manifeste également par la présence de composantes de marées mixtes ou de haute fréquence (quart-diurnes, sixième-diurnes etc...). Cette asymétrie de la marée peut être attribuée aux non-linéarités issues de l'interaction entre la marée et la bathymétrie [101]. Elle peut également avoir une influence significative sur la circulation résiduelle eulérienne et lagrangienne [102]. La circulation résiduelle lagrangienne est généralement évaluée à l'aide des modèles lagrangiens de suivi des particules, qui permettent d'identifier les zones d'accumulation, les voies de transport, le temps de résidence et l'échouage des déchets marins [103–108]. Ces modèles contribuent également à l'élaboration de réponses d'urgence et dans des pratiques de gestion, qu'il s'agisse de situations événementielles telles qu'une marée noire ou de situations saisonnières telles que l'étude de la dispersion des larves [109, 110].

3.6.1 Caractéristiques de la marée en Guinée-Bissau

Le logiciel T-TIDE ([95]) distribué avec `CROCO_tools` a été utilisé pour extraire les composantes harmoniques (amplitudes et phases) sur chaque maille de la grille afin d'établir les premières cartes d'amplitude et de phase de marée en Guinée-Bissau. Les figures 3.13 et 3.14 représentant respectivement les cartes d'amplitude et de phase des principaux constituants de la marée (M2, S2, N2 et K1) confirment que les caractéristiques de la marée dans la zone sont très remarquables comparées à celles de ses pays voisins (Sénégal et Guinée-Conakry) et d'autres pays de la région. En terme d'amplitude, une amplification est notée sur le plateau continental, large et peu profond, à travers les chenaux des îles de l'archipel du Bijagos et ensuite tout au long des estuaires (notamment Geba et Buba). Les phases de la marée quant à elles présentent des variations brusques au bord sud de l'archipel et également à l'intérieur des estuaires. La figure 3.15 représentant le marnage en période de vives eaux ($2 * (M2 + S2)$), autrement dit quand les deux principaux constituants de marée de la zone (M2 et S2) sont en phase, confirme que la Guinée-Bissau présente les plus forts marnages de la région : 5.5m et 7m respectivement au fond des estuaires de Buba et Geba alors que l'amplitude moyenne en Afrique de l'ouest est de 1 m. Elle révèle également une amplification de l'amplitude de la marée d'abord au niveau du plateau continental jusqu'à l'embouchure des deux estuaires et une seconde le long des estuaires. Ces mécanismes d'amplification de la marée et de déphasage successifs sont analysés dans les sections qui suivent en utilisant les résultats des simulations de CROCO.

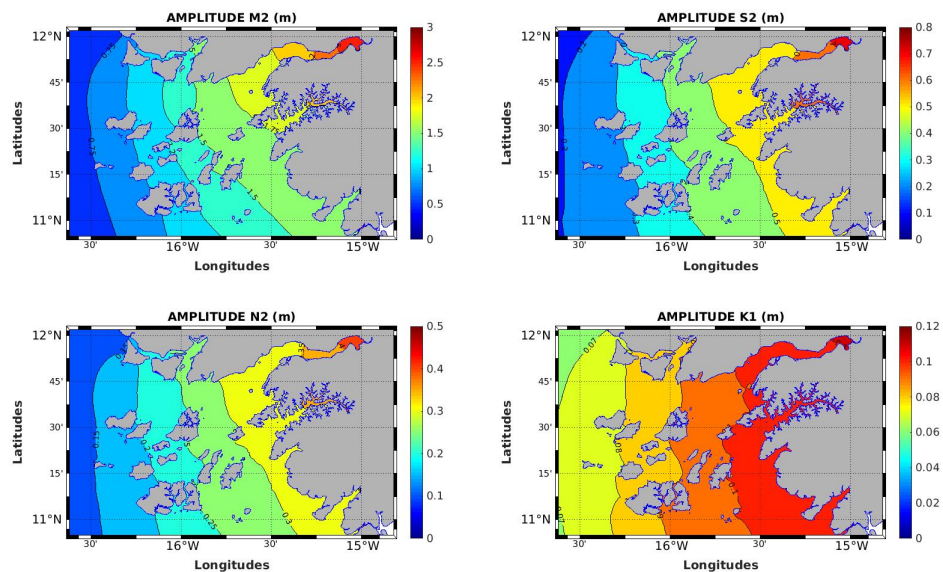


FIGURE 3.13: Amplitudes (m) des principaux constituants de marée (M2, S2, N2 et K1) dans la zone côtière de la Guinée-Bissau.

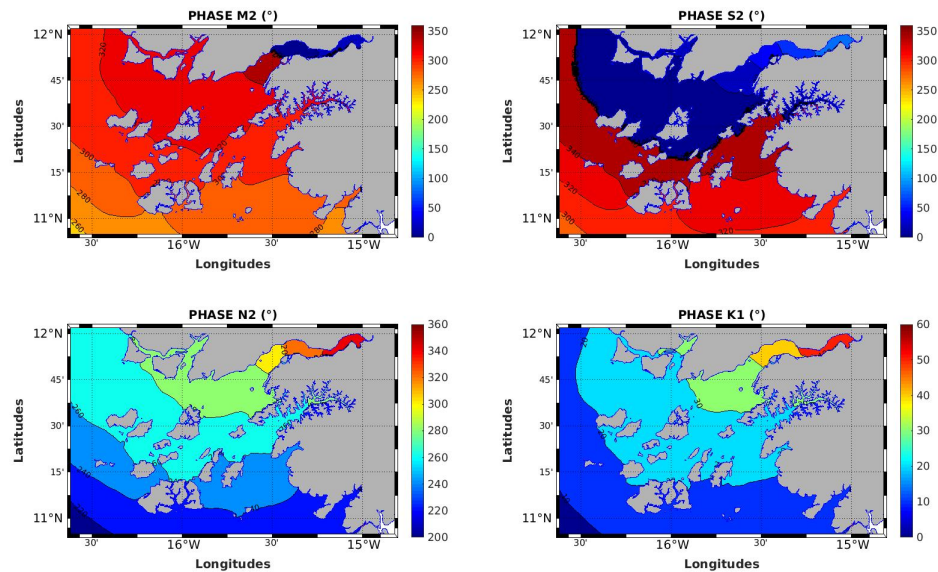


FIGURE 3.14: Phases (degré) des principaux constituants de marée (M2, S2, N2 et K1) dans la zone côtière de la Guinée-Bissau.

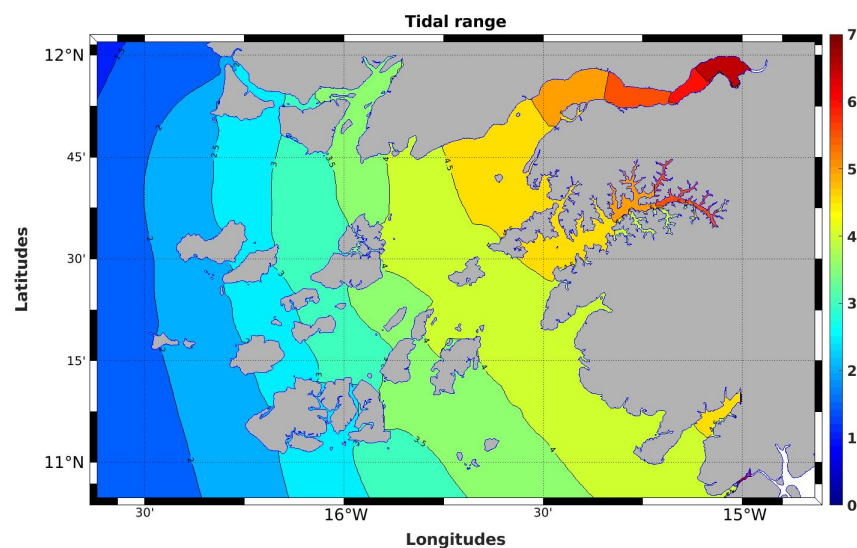


FIGURE 3.15: Marnage donné par le modèle CROCO dans la zone côtière de la Guinée Bissau

3.6.2 Amplification de la marée

L'amplitude de la marée sur le plateau continental est soumise à un phénomène de résonance de plateau [111, 112]. L'amplitude à l'intérieur des estuaires peut être influencée principalement par deux mécanismes:

- **Convergence ou effet entonnoir** : amplification due à la diminution de la largeur et de la profondeur en direction des terres ;

- **Résonance** : amplification due à la co-oscillation avec les ondes réfléchies au fond de l'estuaire.

La convergence est évaluée dans cette étude avec le flux d'énergie des marées et la résonance testée avec le modèle en faisant varier les fréquences de marée puis en le comparant avec la théorie des bassins semi-fermés.

3.6.2.1 Convergence

Les simulations de CROCO ont été utilisées pour calculer le flux d'énergie de marée entrant dans la zone et l'énergie dissipée à l'intérieur de celle-ci. L'énergie dissipée représente la différence entre les flux entrants et sortants. En effet, si on suppose qu'il n'y a pas de réflexion ou de perte d'énergie (due à la friction du fond), le flux d'énergie est constant, de sorte que l'amplitude de marée augmente au fur et à mesure que la largeur ou la profondeur de l'estuaire diminue. La figure 3.16 représentant le flux d'énergie de marée montre que l'énergie se propage du sud au nord, le long du plateau et à travers l'archipel des Bijagos. Au cours de cette propagation vers le nord, l'énergie marémotrice passe le long de l'embouchure du Rio Buba, elle est partiellement bloquée par les îles, puis se dirige vers l'estuaire du Geba en empruntant des chenaux profonds. Les chenaux entre les îles de l'archipel des Bijagos sont des zones de forte convergence d'énergie et de forts courants de marée, tandis que le blocage partiel crée un déphasage entre les deux estuaires (fig. 3.14). Il est intéressant de noter également que l'énergie de la marée semble ne pas entrer dans l'estuaire de Buba (ou si c'est le cas, elle est équilibrée par le flux des ondes réfléchies, comme nous le verrons dans la suite) et dans les autres estuaires plus petits. Toute l'énergie semble se diriger vers l'estuaire de Geba où on note également une importante dissipation d'énergie de la marée (fig. 3.16) et des gradients de phase. Cependant, ce flux s'estompe à l'est de Jabada mais l'amplitude maximale de la marée au fond de l'estuaire indique que le flux d'énergie n'est pas dissipé à cet endroit mais plutôt équilibré par celui des ondes réfléchies.

3.6.2.2 Résonance

L'analyse des propriétés de résonance est réalisée d'une part, avec le modèle et d'autre part avec la théorie des bassins semi-fermés [113].

En effet, si nous considérons un estuaire comme un bassin rectangulaire idéal de longueur L , de faible largeur l et de profondeur constante H , qui communique avec un océan profond à son extrémité ouverte, nous pouvons calculer une solution pour les modes de résonance [113] des équations linéaires sans rotation, en supposant que l'estuaire est

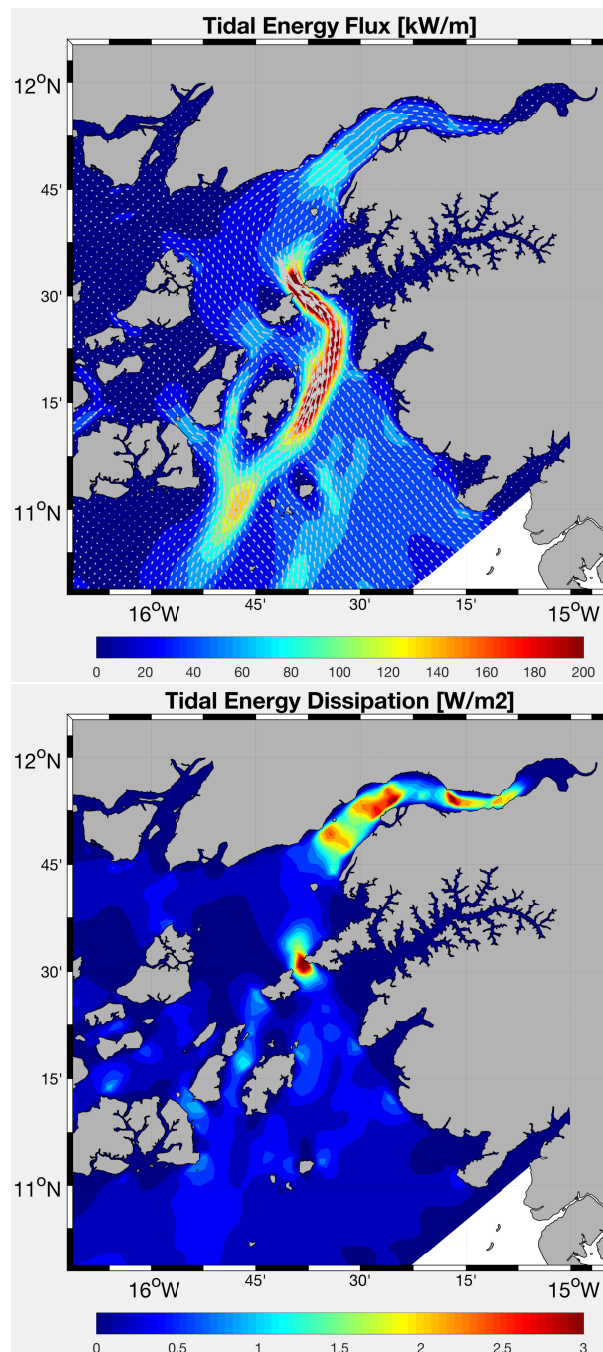


FIGURE 3.16: (a) Flux d'énergie de marée (kW/m) et (b) Dissipation d'énergie de marée (W/m²).

suffisamment étroit et peu profond. Ce modèle simple est utile pour des estimations préliminaires. Cependant, des solutions analytiques plus réalistes existent pour des formes géométriques plus complexes et une profondeur non uniforme [114]. Dans le cas d'un bassin rectangulaire, les périodes propres aux modes de résonance sont les suivantes:

$$\begin{aligned}
T_0 &= \frac{4L}{\sqrt{gH}} & \text{Mode 0} \\
T_1 &= \frac{1.33L}{\sqrt{gH}} & \text{Mode 1} \\
T_2 &= \frac{0.8L}{\sqrt{gH}} & \text{Mode 2}
\end{aligned} \tag{3.12}$$

Le mode dominant est le mode zéro ou quart de longueur d'onde (la longueur d'onde est quatre fois supérieure à la longueur de l'estuaire), qui présente un seul nœud à l'embouchure et un seul antinœud au fond de l'estuaire, où l'amplitude de la marée est la plus forte. Le mode 1 possède une paire supplémentaire de nœuds et d'antinœuds au milieu de l'estuaire, tandis que le mode 2 possède deux paires supplémentaires (Fig. 3.17). Ainsi, avec $L=100$ km et $h=10$ m pour l'estuaire de Geba, on obtient $T_0=11,2$ h, $T_1=3,7$ h et $T_2=2,2$ h. Avec $L=50$ km pour l'estuaire de Buba, les périodes de ces modes de résonance sont réduites de moitié, notamment $T_0=5,6$ h, ce qui est plus pertinent pour les composantes de marée de haute fréquence telle que M4. Les estuaires plus petits le long de la côte résonnent à des périodes encore plus faibles. Le facteur d'amplification attendu est Q^2 (où $Q \sim \frac{2\pi h}{rT_0} \sim L/W$ est le facteur de qualité mesurant la perte d'énergie [89]). En prenant un coefficient de frottement $r = 1$ mm/s, Q est d'environ 1,6 et l'amplification théorique est donc de 2,6. Q détermine également la largeur du pic de résonance $\Delta T \sim T_0/Q \sim$ qui est de 7 h pour l'estuaire de Geba et 3,5 h pour Buba.

Un spectre de résonance [89] a ensuite été produit avec CROCO qui présente une bathymétrie et des traits de côte plus réalistes. Dans ce cas, le modèle est forcé par une seule marée (TPXO M2 amplitude et phase) et la période varie entre 2 et 20 heures. Pour chaque période, le modèle est exécuté pendant 6 jours et l'indice de résonance est donné par les ratios d'amplitude entre le large, les embouchures et le fond des estuaires. La figure 3.18 montre l'amplification à l'embouchure et au fond des estuaires de Geba et de Buba.

Les ratios d'amplification à l'embouchure confirment qu'il y a un premier niveau d'amplification dans toute la zone côtière de la Guinée Bissau avec un maximum d'environ 2 fois à la période semi-diurne. Cette amplification est un effet de résonance du plateau [111, 112] qui se produit partout dans le monde, principalement pour les marées semi-diurnes sur les plateaux larges. La résonance du plateau tend à se produire lorsque la largeur du plateau est proche d'un quart de longueur d'onde de l'onde de marée sur le plateau ($T\sqrt{gh}/4$). Le plateau entre la Guinée-Bissau et la Sierra Léone est le plus large d'Afrique de l'ouest et est également peu profond, ce qui donne un quart de longueur d'onde des marées semi-diurnes d'environ 200 km, très similaire à la largeur du plateau [75]. Les conditions sont

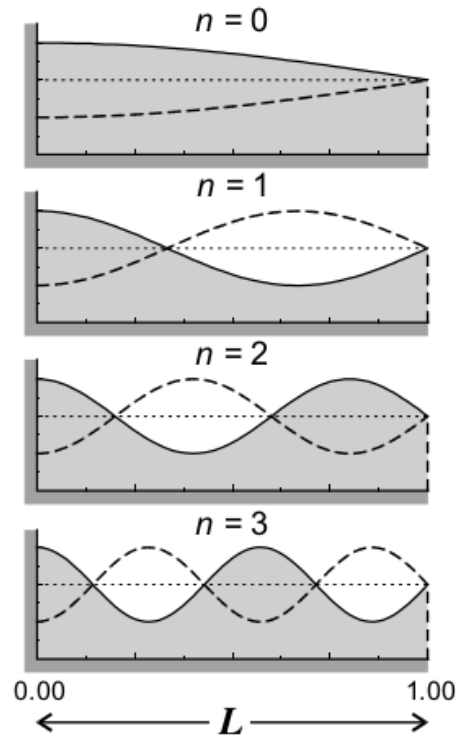


FIGURE 3.17: Vue schématique des quatre premiers modes de résonance dans un bassin rectangulaire ouvert de profondeur uniforme ([114])

donc favorables à la résonance du plateau avec un facteur d'amplification >2 , selon notre simulation numérique.

Il y a ensuite un deuxième niveau d'amplification résonante qui se produit dans les estuaires dont l'amplitude de la marée est plus grande au fond de l'estuaire. L'amplification maximale dans le cas de l'estuaire du Geba se produit à une période d'environ 11 h, ce qui est très cohérent avec la résonance du quart de longueur d'onde dans un bassin étroit (mode 0). La largeur du pic de résonance semble être supérieure à 7 h (la valeur théorique de Q^2), ce qui peut être dû à un amortissement plus important dans les zones étroites de l'estuaire ou à l'effet de convergence, qui peut impacter un spectre plus large. Cette grande largeur masque un second pic attendu autour de la période de 4 heures du mode 1, qui est cependant révélé dans la figure 3.19b par la présence de nœuds et d'antinœuds supplémentaires à une fréquence de résonance plus élevée. Pour l'estuaire de Buba, le pic le plus important apparaît pour une période de 4-5 h, cohérente mais légèrement inférieure à la période estimée de 5,6 h pour le mode quart d'onde. Ce pic est plus étroit, comme prévu pour une période de résonance plus faible ($Q \sim \frac{2\pi h}{rT_0}$). Dans le cas de Buba, la résonance est donc plus favorable à M4 que M2 (voir section suivante).

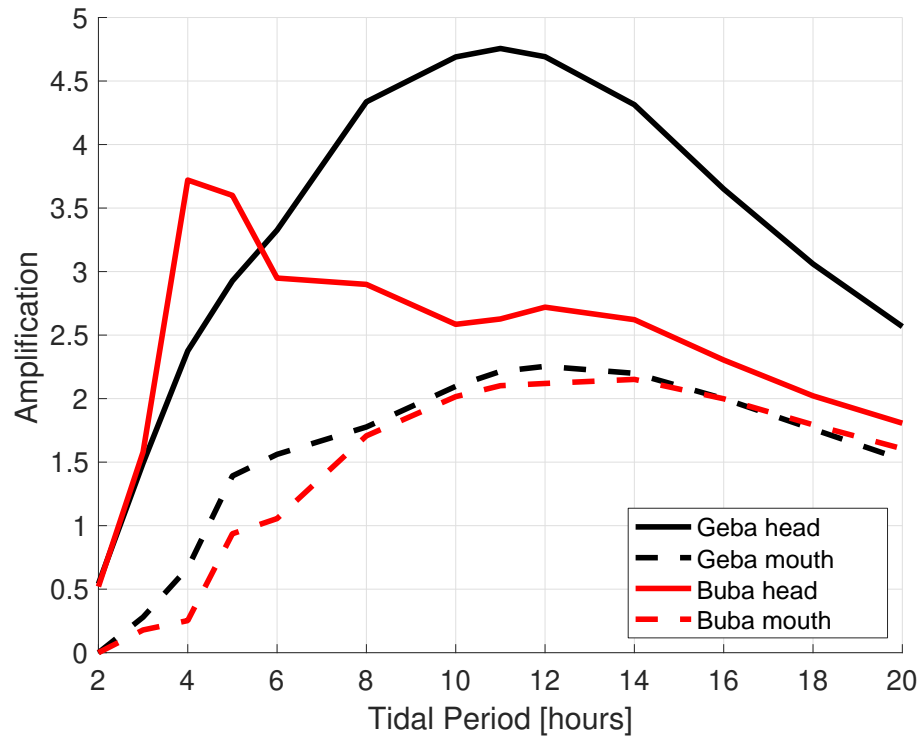


FIGURE 3.18: Indice de résonance (facteur d'amplification) présenté comme le rapport d'amplitude entre les amplitudes côtières et les amplitudes au large pour différentes périodes de marée (avec même amplitude et même phase de forçage aux limites du modèle). Les sites côtiers se trouvent soit au fond, soit à l'embouchure de l'estuaire de Geba (courbes noires) et de l'estuaire de Buba (courbes rouges). Une première amplification se produit sur le plateau, entre le large et les embouchures (courbes en pointillés), et une seconde dans les estuaires (courbes pleines).

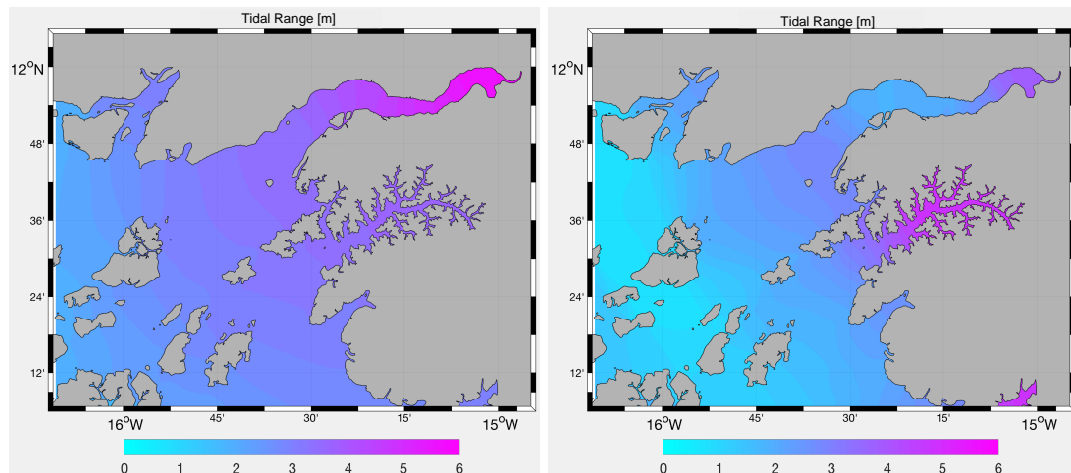


FIGURE 3.19: Marnage (m), donnée par une simulation utilisant la marée de forçage M2 avec deux périodes différentes : 11 h (à gauche), 5 h (à droite). Ces périodes correspondent au pic de résonance dans les estuaires de Geba et de Buba respectivement, illustré en Fig. 3.18

3.6.3 Asymétrie de la marée

L'asymétrie de la marée a également été analysée avec les résultats des simulations du modèle. En effet, la distorsion des ondes de marée dans les zones côtières implique la présence de composantes de haute fréquence. Une conséquence importante de cette distorsion est le caractère asymétrique du mouvement de la marée dans les eaux peu profondes : les périodes de montée et de descente de la marée sont inégales et de grandes différences peuvent également être observées dans les courants de flot et de jusant [115, 116].

L'interaction de M2 avec sa première harmonique M4 est généralement considérée comme le principal moteur de cette asymétrie et l'analyse de l'importance relative de M4 et M2 en est donc un bon indicateur (Fig. 3.20a et Tab. 3.5). Dans l'estuaire de Geba, le rapport d'amplitude entre M4 et M2 ($AM4/AM2$) est d'environ 0,12 à l'embouchure mais diminue de moitié au milieu du chenal avant d'augmenter fortement à nouveau à 0,24 au fond de l'estuaire, ce qui correspond à la résonance de M4 au mode 1. Dans l'estuaire de Buba, le rapport $AM4$ sur $AM2$ est de 0,07 à l'embouchure. Il augmente progressivement jusqu'à atteindre 0,11 à l'intérieur et 0,14 au fond de l'estuaire, ce qui correspond à la résonance de quart de longueur d'onde (mode 0) de M4.

Selon [116], si l'amplitude de l'asymétrie est donnée par le rapport $AM4/AM2$, le sens de l'asymétrie de la marée (flux dominant ou reflux dominant) est généralement évalué par la différence de phase entre M2 et M4 : $PM2 - PM4 = 2\phi_{M2} - \phi_{M4}$. $PM2 - PM4$ est censé se situer entre $[0,180^\circ]$ pour les systèmes de reflux (jusant) dominant (période de la marée montante plus courte que celle descendante) et $[180,360^\circ]$ pour les systèmes de flux (flot) dominant [117]. D'après ces indicateurs, les deux estuaires seraient classés comme flot dominant, bien que Geba semble plus complexe avec une plus grande variabilité sur tout le long de l'estuaire.

Pour clarifier tout cela, nous pouvons directement calculer l'asymétrie relative des ondes de marée [118]. Nous choisissons ici de présenter l'asymétrie autour de l'axe vertical, exprimée comme $-\frac{\langle \mathcal{H}(\zeta)^3 \rangle}{\langle \zeta^2 \rangle^{1.5}}$, avec ζ l'élévation à la surface et \mathcal{H} la transformée de Hilbert (Fig. 3.20b). On parle parfois d'asymétrie en "dents de scie", une forme donnée par la différence de phase entre M4 et M2 par exemple. Comme l'explique [118], elle fournit une estimation plus fiable de l'asymétrie sur la période de marée (différence entre la durée du flux et du reflux). L'asymétrie en "dents de scie" est également une mesure de l'asymétrie de l'étale de marée, c'est à dire de la différence entre la durée de l'étale de marée haute et de marée basse. Nous avons également vérifié qu'elle est bien corrélée dans notre cas avec l'asymétrie du courant de pointe, indiquant des vitesses de pointe inégales pour le flux et le reflux. Dans tous les cas, des valeurs positives élevées indiquent

des marées à flot dominant qui devraient favoriser le transport résiduel de sédiments vers l'intérieur des terres.

La comparaison de l'asymétrie avec la résonance des composantes de marée de haute fréquence (Fig. 3.19), et le rapport d'amplitude M4/M2 (Fig. 3.20b et Tab. 3.5) est très frappante, car l'asymétrie semble clairement coïncider avec les nœuds et les antinœuds de la résonance de M4. La décroissance de M4 au milieu de l'estuaire du Geba est associée à une diminution de l'asymétrie (de 0,21 à 0,15), alors qu'une forte augmentation à 0,45 est observée dans la partie amont. L'asymétrie pour le Rio Buba augmente progressivement de 0,13 à 0,29. Le signe positif constant, associé à la période de la marée descendante dépassant celle de la marée montante, est caractéristique d'un flot bref et intense et d'un jusant long et lent. Le Rio Buba est donc un estuaire court classique dominé par le flot — si l'on néglige la présence de zones de stockage intertidales qui tendent à contrecarrer la dominance du flot [102]. Geba apparaît à nouveau comme un estuaire plus complexe avec une asymétrie décroissante en son milieu. Une étude des élévations résiduelles du niveau de la mer "tidal setup" et des courants résiduels dans la section suivante clarifiera davantage l'impact sur le transport et le temps de résidence.

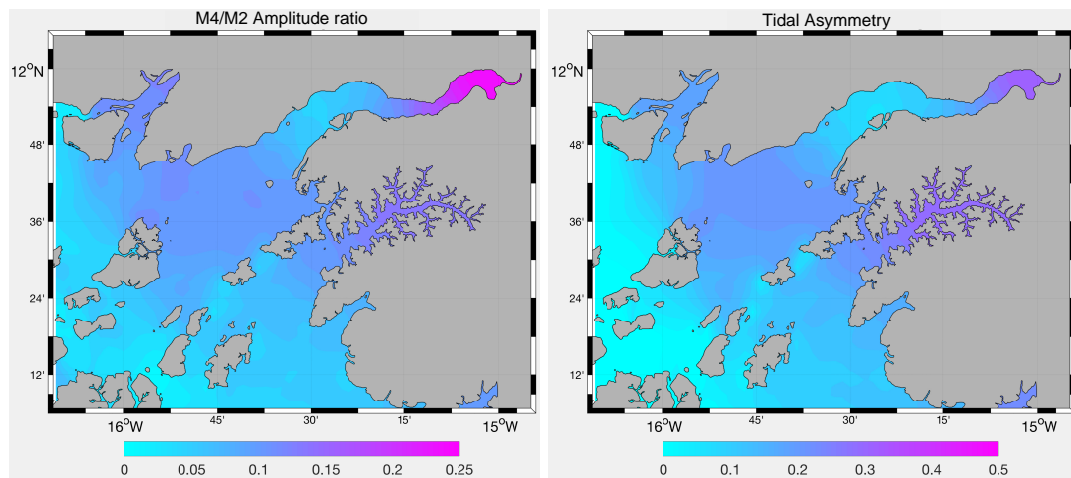


FIGURE 3.20: Indicateurs de l'asymétrie du mouvement de marée : a) rapport d'amplitude M4/M2 ; b) asymétrie relative en "dents de scie" de la marée (asymétrie autour de l'axe vertical)

TABLE 3.5: Indicateurs de l'asymétrie de marée à partir des comparaisons d'amplitude et de phase M4 et M2 dans les estuaires de Geba et de Buba

Estuaries	Position	AM4/AM2	PM2-PM4 [°]	Asymmetry
Geba	Mouth	0.11	74	0.21
	Middle	0.06	90	0.15
	Head	0.24	49	0.45
Buba	Mouth	0.07	70	0.13
	Middle	0.11	77	0.23
	Head	0.14	80	0.29

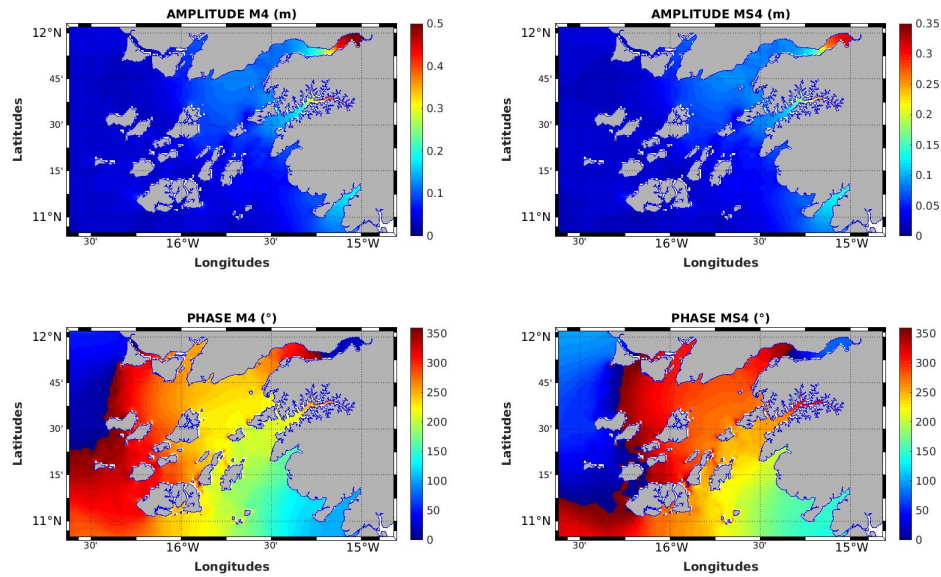


FIGURE 3.21: Amplitude et phase de la marée M4 et de la marée mixte MS4. Notez le schéma spatial similaire mais l'amplitude maximale plus faible de MS4 par rapport à M4.

3.6.4 Circulation résiduelle

La circulation résiduelle dans les estuaires détermine l'échange net de sel, d'eau et d'autres matières biogéochimiques sur des échelles de temps plus longues que le cycle des marées (par exemple, Das et al. 103). Elle est régie par des non-linéarités qui introduisent non seulement une asymétrie dans les élévations et les courants (généralement vers l'intérieur), mais aussi une élévation résiduelle du niveau de la mer ("tidal setup"). Ce "tidal setup" est essentiellement produit dans un estuaire par la dérive de Stokes d'une onde partiellement progressive, qui entraîne un courant résiduel eulérien opposé (anti-Stokes). C'est la raison pour laquelle, les ondes progressives dans un chenal sont généralement associées à un "tidal setup" qui entraîne un reflux, tandis que les ondes stationnaires qui ne produisent pas de dérive de Stokes (retard de phase de 90 degrés entre l'élévation et les courants) sont associées à un flux [119].

Ici, nous évaluons la circulation résiduelle eulérienne et lagrangienne entraînée par les marées en Guinée-Bissau et dans les principaux estuaires et nous la comparons avec la théorie. Dans ce cas, il n'y a pas de vent ou d'écoulement fluvial dans notre simulation et la colonne d'eau est bien mélangée.

La circulation eulérienne est simplement la moyenne temporelle des courants eulériens à chaque point de calcul. La circulation lagrangienne est calculée en suivant les particules dans chaque cellule de calcul [103], en évaluant leur vitesse entre deux positions ($\vec{u}_L(\vec{x}, t) = \frac{\vec{x}(t+dt) - \vec{x}(t)}{dt}$; avec \vec{u}_L , \vec{x} , t , dt la vitesse lagrangienne, la position, le temps

et la période de suivi d'une particule d'eau, respectivement) et en faisant la moyenne sur une période de 2 mois. Le modèle lagrangien est une version "offline" du modèle lagrangien de CROCO [120], où les trajectoires des particules sont calculées à l'aide d'un schéma temporel du 4ème ordre et d'une interpolation spatiale tri-linéaire des vitesses du modèle eulérien. Environ 10 000 particules sont libérées sur le plateau et les principaux estuaires. Les résultats sont présentés dans la figure 3.22.

Conformément à la théorie, les non-linéarités ne favorisent qu'un petit flux résiduel dans les petits estuaires de Guinée-Bissau, car ils abritent des ondes de marée stationnaires plutôt que progressives [121]. En revanche, le flux d'énergie entrant dans l'estuaire de Geba est à l'origine d'une dynamique plus complexe. Il entraîne une dérive de Stokes qui se traduit par un transport de masse vers l'intérieur et une élévation résiduel (setup) de la marée de plus de 20 cm (figure 3.22). Le gradient de pression résiduel provoque alors une compensation de l'écoulement vers la mer, c'est-à-dire de forts courants eulériens de plus de 30 cm/s, qui garantit la conservation de la masse (Fig. 3.22). Le courant résiduel lagrangien, qui est la somme du courant résiduel eulérien et de la dérive de Stokes, a une intensité beaucoup plus faible dans le canal de Geba (Fig. 3.22). Elle apparaît sous forme de tourbillons résiduels ayant tendance à s'écouler vers la mer au centre du chenal et vers la terre le long des rives [119], de sorte qu'en l'absence de débit fluvial, le transport lagrangien résiduel à travers chaque section du chenal doit disparaître en raison de la conservation de la masse [122]. La réduction de M4 dans cette zone tend à réduire l'asymétrie de la marée, et réduit donc la dominance du flot en faveur du courant anti-Stokes vers la mer [123]. Cependant, la partie supérieure de l'estuaire, avec ses ondes stationnaires et sa forte asymétrie, a tendance à être dominée par le flot, comme un petit estuaire.

Notons que le flux résiduel vers le nord le long du plateau est cohérent avec les arguments de vorticité potentielle qui prévoit un flux résiduel "longshore" avec la côte vers la droite [89, 124]. Cela favorise une dérive des matériaux vers le nord, comme l'a confirmé la libération d'un traceur passif dans notre simulation. Il est évident que les circulations induites par le vent et la densité modifieront cette conclusion.

3.6.5 Temps de résidence

Le temps de résidence lagrangien, τ_L , est calculé à nouveau avec la méthode de suivi des particules autour de chaque cellule de calcul [103, 125, 126]. Des particules N_0 ($N_0 \sim 100$) sont libérées uniformément autour de chaque cellule dans un rayon de 5 km et le nombre de particules $N(t)$ restant dans la même zone après un temps t est utilisé pour

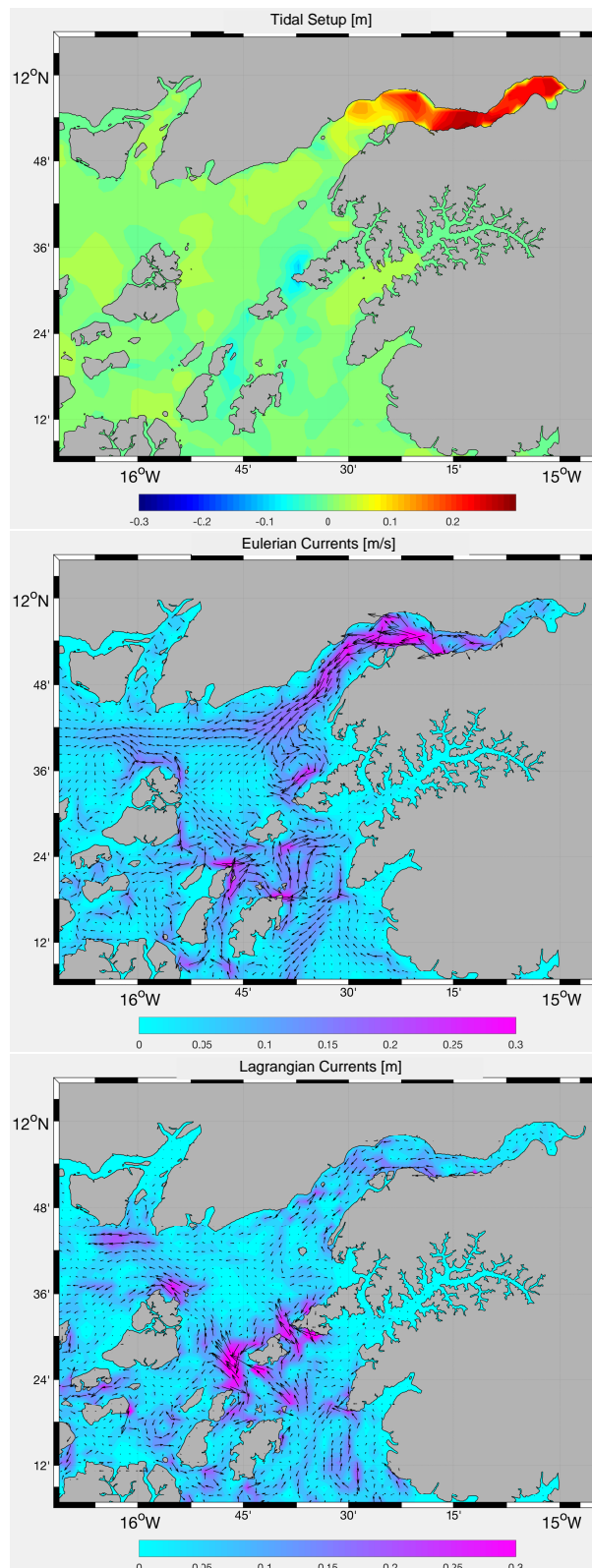


FIGURE 3.22: Résiduel de marée en Guinée Bissau. En haut) "tidal setup" estimée par le niveau moyen de la mer. Centre) Courants résiduels eulériens [m/s]. En bas) Courants résiduels lagrangiens [m/s].

estimer τ_L à l'aide de la fonction de décroissance du premier ordre: $N(t) = N_0 e^{-t/\tau_L}$ [103].

La figure 3.23b montre une carte géographique des temps de résidence de l'eau dans la principale zone estuarienne de Guinée-Bissau. Elle semble assez cohérente avec la circulation résiduelle, particulièrement la circulation eulérienne. Le temps de résidence est élevé dans tous les estuaires supérieurs. Au fond du canal de Geba, il est d'environ 275 jours mais diminue fortement à 50-100 jours au milieu de l'estuaire et à 40 jours autour de l'embouchure, bien qu'il reste élevé sur le flanc sud, où le courant résiduel est minimum. Dans la zone située entre les estuaires et les îles au large, où le courant résiduel est le plus fort, le temps de résidence est minimal (moins de 20 jours). Cela confirme qu'en dehors des eaux en amont de Bissau, le lessivage dans l'estuaire peut être efficace et les matières en suspension peuvent être évacuées vers le plateau et de là vers le nord (en tous cas, si l'on ne considère que l'effet des marées). Il faut noter que la partie nord des îles de l'archipel des Bijagos sont des zones relativement abritées avec un temps de résidence plus long qu'aux alentours.

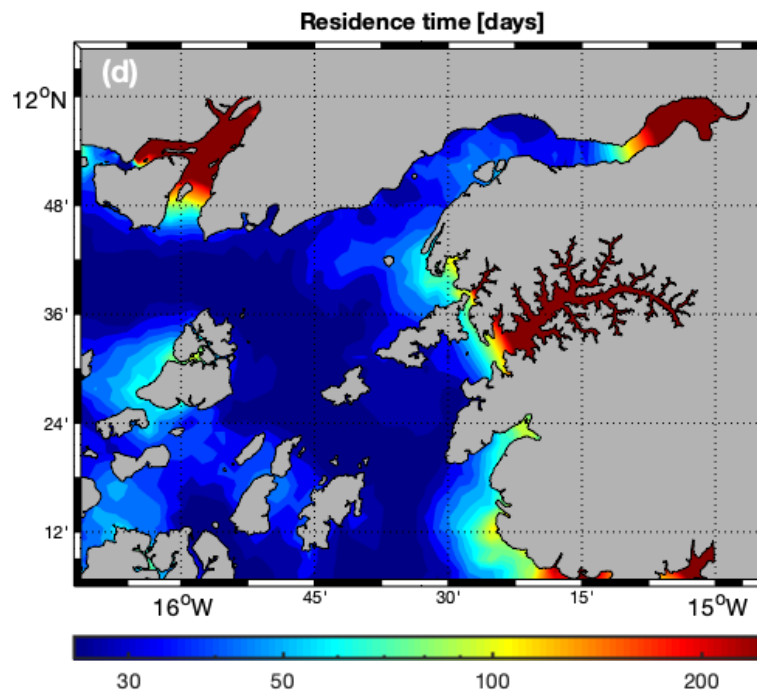


FIGURE 3.23: Temps de résidence lagrangien (jours en échelle logarithmique) due à la circulation de la marée en Guinée Bissau.

3.7 Conclusion

La compréhension du comportement des marées est d'une importance capitale en Guinée Bissau, où les marées sont le processus physique dominant, provoquant des inondations

qui ont un impact négatif sur plusieurs secteurs socio-économiques. Par exemple, les rizières de mangrove en développement sont de plus en plus affectées par la submersion marine et l'intrusion d'eau salée associée, ce qui les rend impropres à l'agriculture. L'objectif de ce chapitre était d'améliorer la prédiction des effets de la marée en Guinée-Bissau en analysant ses caractéristiques et mécanismes. Pour ce faire, nous utilisons un modèle d'océan côtier à haute résolution (CROCO) validé par l'altimétrie satellitaire et de nouvelles données de marée installées dans le cadre de l'étude. Nous présentons les premières cartes cotidales des principales composantes de la Guinée-Bissau, qui confirment l'amplitude de marée la plus élevée de tous les pays d'Afrique de l'Ouest. Les analyses montrent que l'amplitude de la marée résulte de la combinaison de la convergence de l'énergie de la marée et de la résonance des ondes. Les marées côtières au large de la Guinée-Bissau sont d'abord amplifiées par le plateau particulièrement large et peu profond de la région, puis à nouveau à plus petite échelle dans les estuaires locaux, en particulier dans l'estuaire de Geba où une amplitude de marée d'environ 7 m peut être atteinte pendant les marées de vives-eaux lorsque M2 et S2 sont en phase.

Le calcul du flux d'énergie des marées révèle que l'énergie circule du sud vers le nord le long du plateau et à travers l'archipel des Bijagos. Ensuite, le premier processus d'amplification estuarien est la convergence dans une géométrie d'entonnoir. Celle-ci ne semble se réaliser que dans l'estuaire de Geba où l'onde est progressive. Il y a également une résonance d'un quart de longueur d'onde (mode 0) dans cet estuaire, mais la convergence est suffisamment forte près de l'entrée (autour du port de Bissau) pour submerger l'onde de marée réfléchi. Une forte asymétrie de la marée est également évidente et associée à la génération non-linéaire de marées de haute fréquence, en résonance avec le mode 1 dans l'estuaire de Geba et le mode 0 dans celui de Buba. L'asymétrie et la dérive de Stokes associées aux ondes progressives dans l'estuaire de Geba rendent cet estuaire complexe avec une dominance du jusant à l'embouchure et du flot à la tête. Les autres estuaires plus petits caractérisés par des ondes stationnaires sont plus classiquement dominés par le flot.

Même si les courants de marée sont nuls en moyenne, une asymétrie dans le cycle de marée a des conséquences sur le transport de sédiments puisqu'il répond de manière non linéaire à la vitesse. Par conséquent, la dominance du flot dans les petits estuaires de Guinée Bissau implique un transport sédimentaire résiduel vers l'intérieur des terres, mais l'asymétrie réduite et le fort résidu eulérien vers la mer dans le chenal extérieur de Geba impliqueraient un transport sédimentaire net vers la mer. Cela contribuerait à maintenir un chenal profond et à fournir des sédiments au plateau et aux îles Bijagos, conformément aux observations [80] et à la théorie de la formation des deltas estuariens pour les estuaires en forme d'entonnoir dans un environnement macrotidal [127]. Au contraire, l'estuaire de la Buba, le deuxième estuaire le plus important d'Afrique de

l'Ouest en termes d'amplitude de marée, est caractérisé par des ondes stationnaires avec une dominance du flot. Si l'on considère également qu'aucune rivière importante n'alimente l'estuaire de Buba depuis que la rivière Corubal a changé son cours et s'est connectée à l'estuaire de Geba [80], les marées de Buba peuvent donc expliquer sa géométrie fractale distincte, favorable à l'accrétion d'estrans dominée par le flot, à la formation de levées de chenaux et de nombreuses ravines [128].

Pour mieux quantifier les mécanismes d'accumulation sédimentaire et biogéochimique dans ces estuaires, une carte des courants résiduels lagrangiens et du temps de résidence associé a été proposée, qui montre à nouveau un lessivage relativement efficace des matières en suspension dans le chenal extérieur de Geba et dans la zone côtière, en particulier entre l'archipel des Bijagos et le continent, mais un lessivage beaucoup plus faible de l'estuaire de Buba et d'autres estuaires plus petits.

Les calculs proposés dans cette étude sont volontairement effectués à débit fluvial constant car le ruissellement fluvial est relativement faible dans la région [37] et encore mal connu. Cependant, les variations du débit fluvial peuvent modifier, au moins marginalement, certains de nos résultats sur le comportement de la marée dans les estuaires de Guinée Bissau, en raison notamment des changements dans le frottement du fond [129]. Cependant, nous ne nous attendons pas à un changement radical de nos conclusions concernant les régimes de marée, les processus d'amplification et les zones où la dispersion est favorisée par la marée. Bien entendu, cela devra être vérifié dans le cadre d'études ultérieures, où l'important problème de la salinisation devra être également abordé.

Une étude plus spécifique, à laquelle j'ai participé, des petites échelles de la bathymétrie côtière a été présentée dans [93]. Cette étude met en évidence le défi d'obtenir des bathymétries précises pour la modélisation des océans côtiers, en particulier dans les régions où la disponibilité des données est limitée, comme la côte ouest-africaine. Grâce aux cartes de navigations CMAP, qui manquent pourtant de reconnaissance dans le milieu scientifique, et aux progrès de la technologie satellitaire exploitée par des méthodes innovantes telles que S2Shores (développé au LEGOS), combinées aux données globales de GEBCO, nous avons généré des cartes bathymétriques détaillées pour la Guinée-Bissau. Les produits satellitaires sont encore expérimentaux (nous n'avons retenu que les fines échelles, tandis que les grandes échelles sont issues de GEBCO), mais présentent l'avantage par rapport aux cartes marines de pouvoir évoluer dans le temps, ce qui est important dans les zones côtières morphologiquement dynamiques.

Les résultats de notre modélisation des marées révèlent que les nombreuses rivières submergées de fine échelle, si elles sont correctement représentées, peuvent contribuer à un flux régulier de l'énergie des marées vers l'estuaire principal de Geba, ce qui implique que les marées agissent de manière à lisser les structures bathymétriques dans le sens de

ces chenaux et ainsi minimiser leur traînée de forme. En ce sens, la meilleure bathymétrie actuelle est fournie par CMAP, qui est d'ailleurs le produit le plus cohérent avec la connaissance locale des chenaux autour de l'archipel des Bijagos. Cependant, S2shores montre des résultats intermédiaires encourageants entre les produits globaux et locaux disponibles.



Exploring Fine-Scale Satellite-Derived Coastal Bathymetry for Ocean Modeling: A Case Study from West Africa

Patrick Marchesiello¹ · Grégoire Thoumyre¹ · Arame Dieye^{1,2} · Rafael Almar¹ · Erwin Bergsma³ · Bamol Ali Sow² · Hai Thuan Duong⁴

Received: 27 March 2024 / Revised: 29 June 2024 / Accepted: 30 June 2024
© The Author(s), under exclusive licence to Coastal and Estuarine Research Federation 2024

Abstract

Coastal risk assessment requires accurate coastal bathymetry, which is largely lacking in many regions of the world's coastal oceans. This is particularly true in Guinea-Bissau, where the tidal range is the highest of any country in West Africa, affecting several socio-economic sectors such as agriculture and urban development. Here, we present a selection of coastal bathymetry datasets available for generally poorly sampled coastal regions. These include the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), digital nautical charts (CMAP), and depth retrieval from satellite wave detection (S2Shores). While GEBCO provides the right regional envelope of bathymetry, the coastal zone is plagued with random bumpiness at scales below 10 km ("orange peel" texture). S2Shores can be used to correct these errors and instead reveal the presence of small-scale channels, reminiscent of very high-resolution satellite color images. These structures are also confirmed by nautical charts, which show the channels to be well correlated but deeper than that indicated by the satellite retrieval (with a 40% higher variance, and 40 m instead of 20 m for Orango, the main and deepest channel). Simulations with a coastal ocean hydro-sedimentary model (CROCO) further show that submerged rivers can help drive a smooth flow of tidal energy into the main estuary of Guinea-Bissau. Tidal energy flux is better channeled in the CMAP and S2shores cases, while GEBCO produces an order of magnitude greater form drag, resulting in a stronger response from the sediment bed. Tides therefore have the effect of smoothing bathymetry along fine-scale channels, minimizing friction on the way to equilibrium. This result highlights the potential of combining different approaches to estimate updated coastal bathymetry and its effect on coastal dynamics in the most challenging areas.

Keywords Guinea-Bissau · Coastal bathymetry · Wave inversion · Remote sensing · Tidal modeling

Introduction

Effective modeling of coastal oceans is currently limited to data-rich areas such as the northern hemisphere. However, for the majority of the world's coasts, bathymetric data are either inaccurate or obsolete, limiting our understanding of

the factors contributing to coastal hydrodynamics and related coastal hazards (Laporte et al. 2020; Cesbron et al. 2021). Our understanding of coastal change has been hindered by an incomplete understanding of the underlying processes, but also crucially by the challenges of acquiring detailed data (Abessolo et al. 2023). Yet recent advances in satellite technology have made it possible to collect comprehensive coastal datasets (Almar et al. 2023; Benveniste et al. 2019; Melet et al. 2020; Turner et al. 2021), raising hopes of new advances for adaptation strategies and sustainable development in the South (Dada et al. 2021, 2024). These advances need to move beyond the development phase and be put to the test in realistic applications, in order to demonstrate their usefulness and the progress still to be made.

The West African coastal population and ecosystems face growing exposure to various hazards, a situation likely worsened by global changes and the direct effects of

Communicated by Hui Wu

✉ Patrick Marchesiello
patrick.marchesiello@ird.fr

¹ LEGOS (IRD/CNES/CNRS/UT3), Toulouse University, Toulouse, France

² LOSEC, Assane Seck University, Ziguinchor, Senegal

³ Earth Observation Laboratory, CNES, Toulouse, France

⁴ Division of Civil Engineering, ThuyLoi University Southern Campus, Ho Chi Minh City, Vietnam

local human activities (Vousdoukas et al. 2022; Dada et al. 2023; Alves et al. 2020; Dada et al. 2021). Guinea-Bissau in West Africa boasts stunning coastal and estuarine features (Fig. 1). It is a mud-dominated, low wave-energy, macrotidal coast that contrasts markedly with the sandy, microtidal, wave-dominated coasts characterizing the rest of the West African margin Anthony 2006. Its broad, shallow continental shelf (less than 50 m deep), conducive to wave dissipation and tidal amplification (Dièye et al. 2023), forms a 200 km-wide bulge resulting from the tectonic legacy of a discontinuity with the Senegalese basin (Pennöber 2003). The surface exhibits many remnant drown features such as river channels inherited from the last Pleistocene lowstand (Anthony 2006). Rapid rates of sea-level rise during the transgression and a moderate wave regime associated with intense dissipation explain the largely preserved facies on the shelf. The extension of the continental shelf is the main cause of high tidal ranges: up to 7 m are recorded in the Geba estuary (the main estuary where the capital Bissau is located), compared with an average of 1 m on the West African coast. As a result, the currents associated with tides are vigorous and may contribute to a partial smoothing of the remnant features, while the ebb-dominated flow of the Geba Channel may favor accretion in the Bijagos Islands (Dièye et al. 2023), forming the only deltaic archipelago in West Africa (Pennöber 2003). The sediment deposition area associated with the Geba estuary is bounded to the north by the immersed prolongation of the Geba channel and, to the south, by the Orango Channel, which isolates the Joao Vieira group of islands (Fig. 2). Further south, satellite images, such as those provided by Landsat

(Fig. 3), suggest the ubiquitous presence of submarine channels, in the form of numerous filamentous, hair-like patterns extending from the coastline.

However, color images do not easily distinguish patterns produced by turbidity advection from those of bathymetry variations, and these patterns are often interpreted as turbid manifestations of tidal flow rather than channel features. In the present study, we will show that both navigational charts and depth retrieval from satellite wave detection tend to confirm the filamentous features as bathymetric manifestations. Using a regional tidal model, we will further show that submerged rivers can help drive a smooth flow of tidal energy into the Geba Channel, implying that tides act to smooth bathymetric features and limit their form drag. This study will enable us to diagnose the state and usefulness of available coastal bathymetric data sets in poorly sampled regions.

Methods

This section describes the available bathymetric data sets and their representation of the bathymetric characteristics of Guinea-Bissau. The data are presented either as raw data or interpolated on the regular 1-km resolution grid of our model, which is described later in this section.

Ocean Bathymetry Data

Global Bathymetry: GEBCO

GEBCO is an acronym for the General Bathymetric Chart of the Oceans and is the most authoritative publicly available

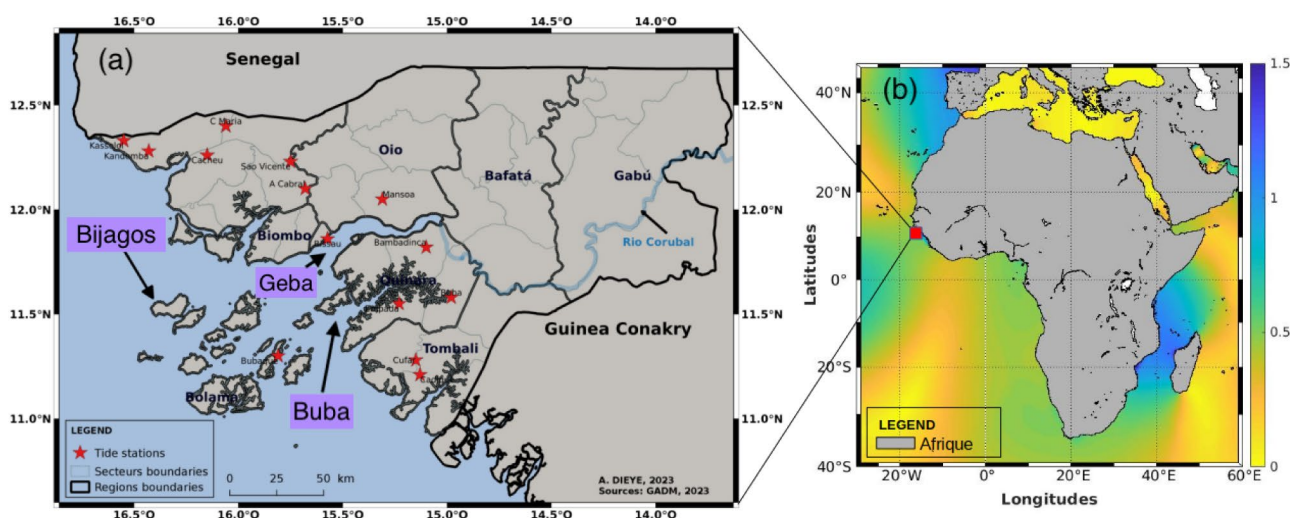


Fig. 1 Location of Guinea-Bissau in West Africa, with the Bijagos archipelago and the Geba and Buba estuaries (a), pointing to the map of Africa with the M2 tidal amplitude shown in color (b)

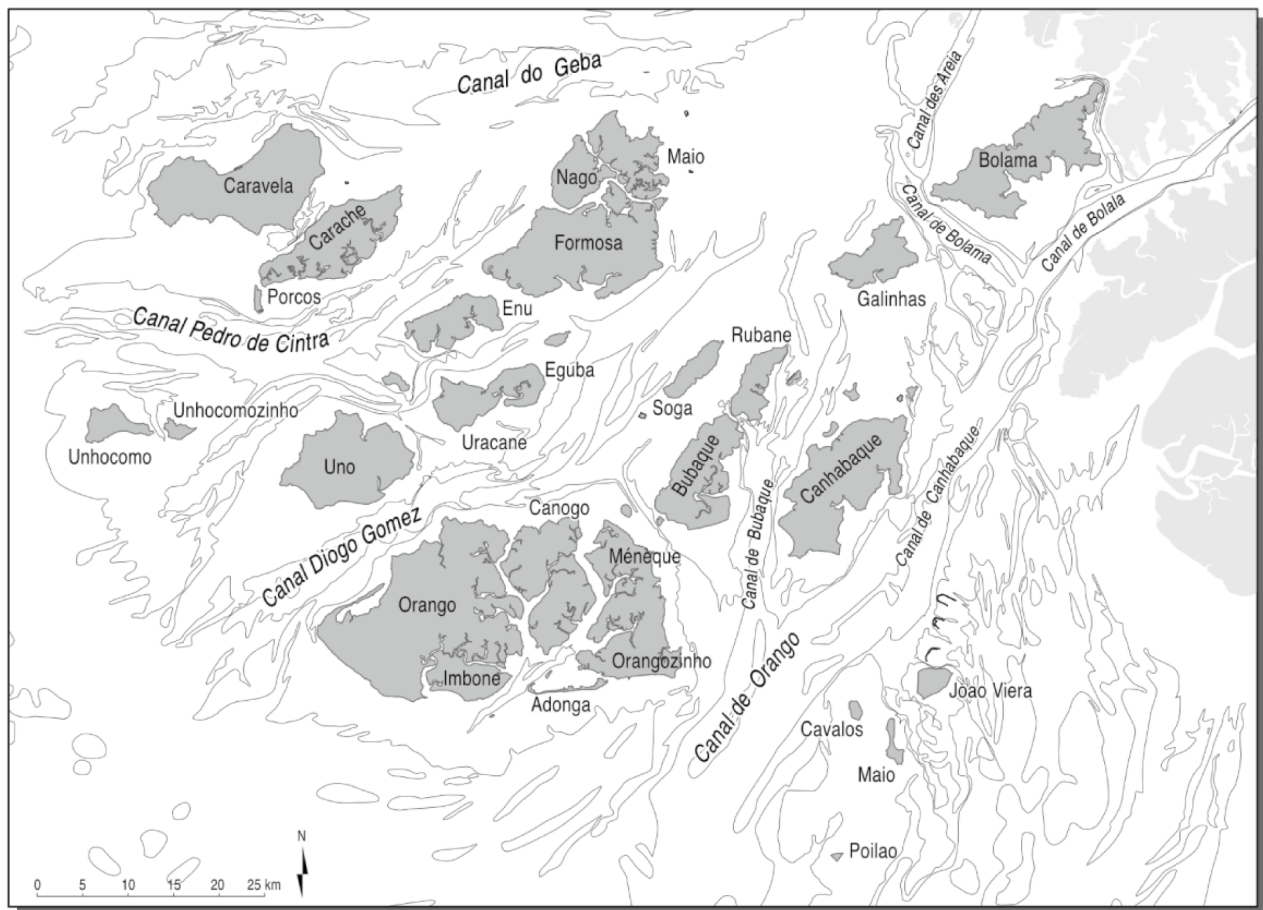


Fig. 2 Map of the Bijagos islands and main surrounding channels, from Pennober (2003)

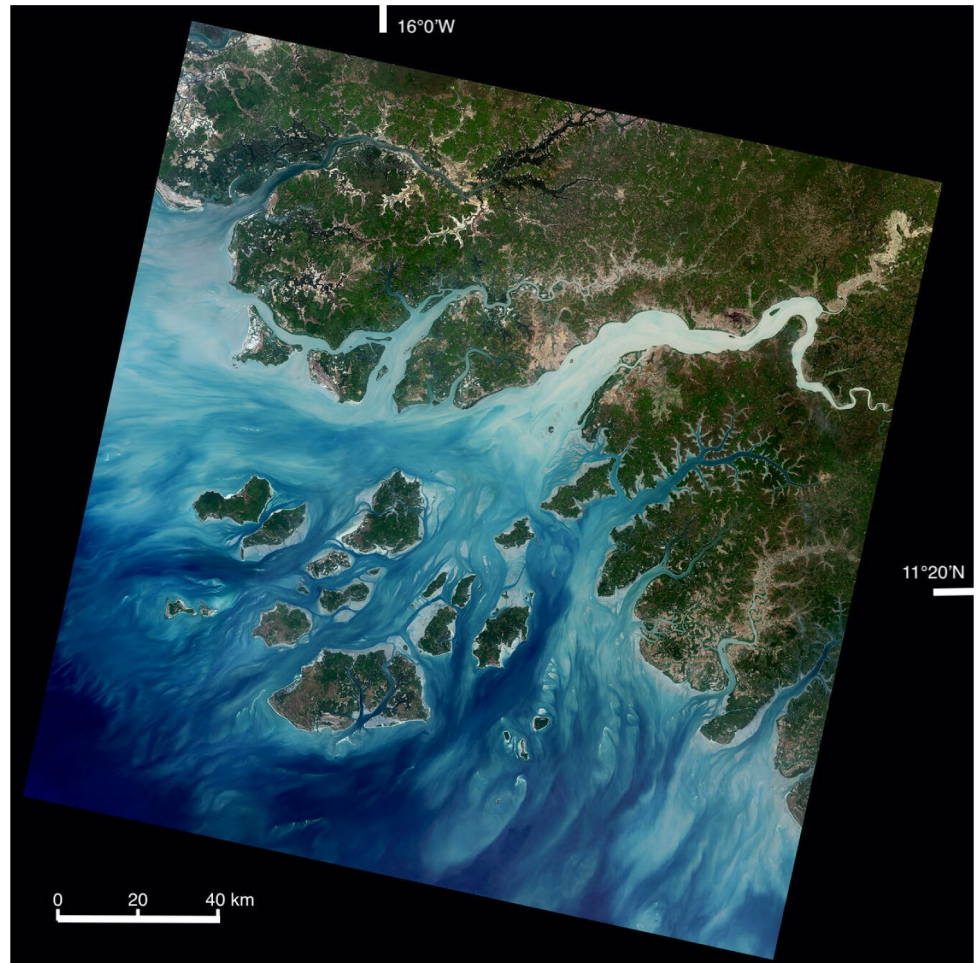
bathymetry of the world’s oceans. GEBCO operates under the International Hydrographic Organization (IHO), which promotes the standardization of nautical charts. The current gridded data set, GEBCO_2023, is a global terrain model for ocean and land, providing elevation data, in meters, on a 15 arc-second interval grid (~500×500 m pixel size at the equator). It is accompanied by a type identifier (TID) grid that gives information on the types of source data that the GEBCO_2023 is based on.

GEBCO_2023 uses as a “base” Version 2.5.5 of the SRTM15+ data set (Tozer et al. 2019), a fusion of land topography with measured and satellite-based (predicted) seafloor topography. In areas of sparse sounding data coverage (80% of the world ocean), satellite-derived gravity data yields a global gridded bathymetry with near-uniform spatial resolution, but highly varying accuracy. During the last decades, processing refinements and the inclusion of data from new altimeters and new shipboard soundings have resulted in incremental improvements in the accuracy of

predicted bathymetry. Many of the shipboard sounding data are acquired as “cleaned” products from the source institutions and follow a variety of quality control and data editing, which may not be present in private nautical charts.

However, most of the new surveys cover previously mapped areas, as there is no systematic mapping of the oceans. In particular, a very large part of the world’s continental shelf still has only sparse soundings and heavily relies on satellite-based gravity data. This is true for West Africa, especially south of Senegal, where large areas of poor sampling are apparent (Fig. 4). Even sparse soundings can be helpful to calibrate the local ratio of bathymetry-to-gravity (dependent on sub-seafloor structures), but not sufficient to correct the common “orange peel” texture of satellite predictions, a random artifact of gravity data (Marks et al. 2010). Altimetry-derived bathymetry is particularly problematic on continental shelves, characterized by complex and thick sediment layers. The result is a bumpy representation of the shelf at scales of a few kilometers (Fig. 6a), i.e., below the effective resolution of satellite-derived bathymetry.

Fig. 3 The west coast of Guinea-Bissau seen in natural color Landsat 9 image from February 8, 2022 (Michelle Bouchard, USGS). The image shows intricate patterns of channels around the Bijagós Islands. It appears as filamentous, hair-like patterns extending from the shoreline



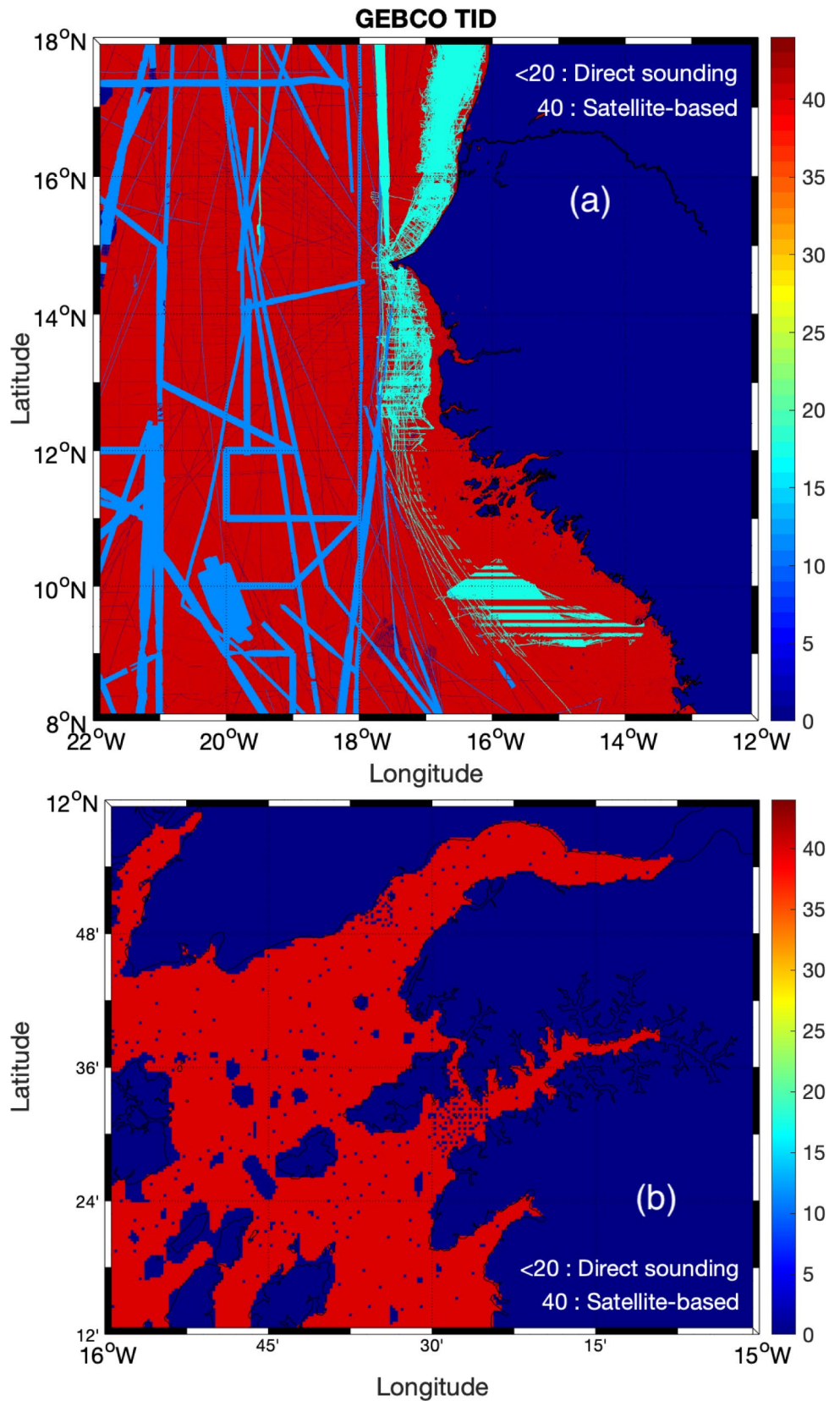
Digital Nautical Charts: CMAP

An alternative source of bathymetric data was obtained from the Global Electronic Sea Chart Database CM-93 provided by C-MAP (CM93 v.2; c-map.com). C-MAP (or CMAP) is a set of unofficial global vector charts used by mariners as well as various institutions and industries involved in ocean exploration and resource management. These digitalized nautical charts are made from a variety of sources, including shipborne echo soundings, airborne Lidar surveys, and historic bathymetric charts. The resolution and extensive coverage of coastal areas make CMAP data very attractive for coastal modeling, although it may not follow the type of quality control and standards (S-57 or IHO's S-100) associated with global products such as GEBCO. In particular, there is a widespread belief that nautical charts in shallow coastal regions intentionally understate the true water depth to mitigate potential navigation hazards. Another drawback is the potential for these maps to display outdated information, particularly in shallow and sedimentary regions where

bottom morphology can undergo rapid changes, rendering the data obsolete.

In Guinea-Bissau, where GEBCO soundings are poor, CMAP is a valuable alternative for representing the coastal and estuarine bathymetry and its potential effect on tidal flow. In deep water (below 250 m), where CMAP data is missing, GEBCO data is used instead. The combined bathymetry was linearly interpolated onto our model grid (Fig. 6c). The result is a high-resolution field of small-scale water depth structure that is much more coherent than in GEBCO and shows the deep channels that appear to structure coastal bathymetry in color images (Fig. 2). The resolution seems uneven in places, for example, a small area west of the Bijaros Islands is poorly resolved and has interpolation issues. However, the main channels surrounding the islands are finely represented, in particular Geba to the north and Orango to the south (Pennober 2003). In addition, we note that the CMAP vertical datum is consistent with that of GEBCO (mean sea level), as the two products appear to share a similar envelope (Fig. 7).

Fig. 4 GEBCO type identifier (TID) grid for West Africa (a) and a zoom in the Guinea-Bissau estuaries (b). The data identifies the type of source data used in GEBCO_2023. The red color (TID = 40) shows the large area covered only by satellite gravity data. The continental shelf region south of Senegal is striking for the scarcity of soundings: a few local soundings (dark color: TID<20) are useful for calibration, but not for capturing the complex channeling pattern. See Gebco documentation at <https://gebcocenter.org/> for details on data sources



Wave-Based Satellite Retrieval: S2Shores

In the coastal zone, satellite-derived bathymetry represents another set of recent methods that can achieve finer resolution by exploiting either the optical properties of intertidal or subtidal zones (light attenuation with depth) or the interaction in shallow waters between waves and topography. The first approach has been applied to the Guinea-Bissau intertidal zone (Bué et al. 2020), but here, we focus on wave-based inversion techniques, which are better suited to turbid subtidal waters.

S2Shores, a Python library, is designed to extract wave characteristics and estimate bathymetry from sparse temporal satellite optical data. Not limited to satellite usage, it extends to shore-based video camera systems and UAVs (Bergsma et al. 2022; Thoumyre et al. 2023). The library offers image processing, wave detection, and depth retrieval, with flexible management of input/output and data processing. It includes three methods for wave estimation, focusing on spatial displacement, spectral phase shift, and temporal reconstruction. With an object-oriented structure, the code is streamlined, accommodating various sensor types and factors like roll, yaw, pitch, and position. Notably, the library addresses challenges in deducing wave period from sparse data, making it versatile for different applications.

Sentinel-2 sensors capture spectral bands with a slight time lag between each band (Binet et al. 2022; Almar et al. 2024). This phenomenon has been used in various studies to estimate waves, currents, and inverse bathymetry (Yurovskaya et al. 2019; Kudryavtsev et al. 2017; Bergsma et al. 2021; Almar et al. 2021). Specifically, considering bands with 10-m resolution (blue, B02; near-infrared, B08; green, B03; and red, B04), a maximum lag of 1.005 s is observed between the blue and red bands (ESA 2015). These values represent averages across Sentinel-2 orbits and may not fully represent local variations. However, using publicly available Sentinel-2 data, Binet et al. (2022) have reprocessed the time lags, adjusting for their dependence on satellite S2-A and B, as well as latitude.

By applying the adjusted time lags between spectral bands, bathymetry data were derived from 438 images covering 13 distinct Sentinel-2 tiles within UTM zone 28. These space-time sparse products were integrated into a composite, yielding a comprehensive regional bathymetric map of the Guinea-Bissau region. For better accuracy, tiled products with identical acquisition dates were first merged to create spatial composites. Prior to temporal merging, a selection of swell-dominated images was made, excluding those dominated by wind waves. The dominance of wind waves was determined through histogram analysis of wave periods, establishing a period threshold for each acquisition date. The resulting bathymetric inversions underwent a tidal correction

using FES2022 data (Lionel et al. 2023) and, finally, a temporal merger using a median approach.

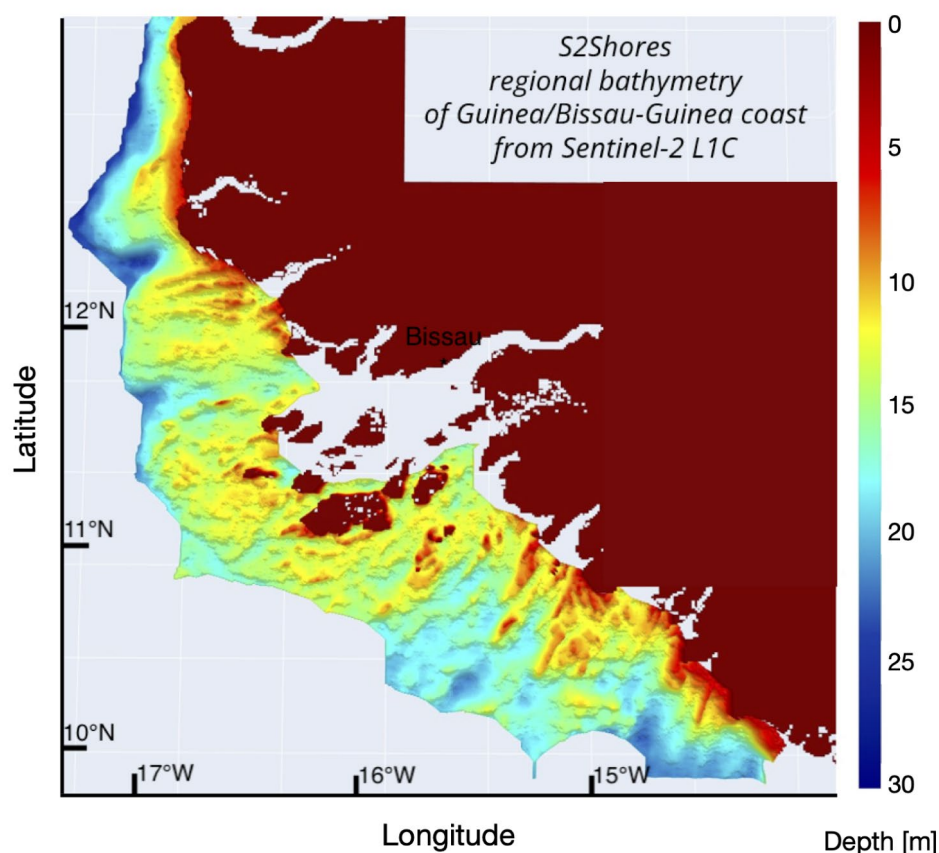
The result of raw S2shores data is presented in Fig. 5. The data is flagged in areas where the inversion method is inoperative, e.g., in water deeper than 30 m or in the wave shadows of islands and estuaries. In order to create a full coverage of the Guinea-Bissau area, for modeling purposes, a blending is needed with available products. Since GEBCO's large-scale envelope is reliable (Marks et al. 2010), the blending method here consists of using a Gaussian filter with a radius of 10 km (GEBCO's effective resolution) to replace the S2shores bathymetry envelope with that of GEBCO, allowing a smooth transition to these data in areas not covered by bathymetric inversion. The final blended product (Fig. 6c)—called S2shores in the following for simplicity—will be described and compared to the other two bathymetry products in the “Results” section.

Hydro-Sedimentary Model Description

We use the Coastal and Regional Ocean Community model (CROCO) in the configuration developed by Dièye et al. (2023), where full details of the modeling procedures can be found. The grid of horizontal resolution 1 km (and 10 vertical levels) covers the Guinean coastal zone, with its main estuaries (from north to south in Fig. 1: Mansoa, Geba, Buba, Tombali and Cacine) and the Bijagos archipelago (Fig. 2). The forcing includes tidal forcing from TPXO v.9 (Egbert and Erofeeva 2002) and relatively low Corubal/Geba river runoff of 400 m³/s (Descroix et al. 2020). Model calibration and validation are presented in details by Dièye et al. (2023), and we only reproduce here for illustration the comparison of time series at the Bissau tide gauge (Fig. 9). Model analyses will be based on a 1-month simulation in September 2021.

It should be noted here that, as CROCO is a terrain-following coordinate model, a mathematically correct bottom boundary condition, describing the interaction of flow with bathymetry, is preserved. The drawback often mentioned in the literature is that of numerical errors associated with strong stratification on steep slopes (essentially the continental slope), namely baroclinic pressure gradient errors (Shchepetkin and McWilliams 2003) and spurious diapycnal diffusion (Marchesiello et al. 2009), for which specific numerical schemes are implemented in CROCO. Despite improvements in numerical methods, bathymetry smoothing is still generally required on the continental slope, which affects the realism of bathymetry representation and flow simulation. A new treatment—volume penalization—to correct the smoothed bathymetry is now also implemented in our model (Debreu et al. 2022). However, for tidal circulation problems on the weakly stratified shelf, such as that

Fig. 5 Regional S2Shores composite from best individual estimates along the Guinea-Bissau coastal zone. The bathymetry is extracted from Sentinel-2 sensors on 110×110 km² tiles, which are composited. The tiles are illustrated in the figure by a white grid layout over the gray area. The gray zones correspond either to water depths greater than 30 m (offshore) or to the shadow of islands or estuaries (nearshore)



considered in this study, the baroclinic pressure gradient and diapycnal diffusion errors are of very secondary importance and we can safely avoid any bathymetry smoothing. Therefore, in what follows, the model uses the raw bathymetry products described above.

To explore the morphological response to initial bathymetry products, we use CROCO's sediment model (Blaas et al. 2007; Marchesiello et al. 2022) with simple settings. The model is built on a transport equation for suspended sediment concentration, with sources and sinks simulating the exchange between the water column and the sediment bed, which evolves through sediment continuity, i.e., the Exner equation. Suspended sediments are composed of two size classes: silt ($50 \mu\text{m}$) and fine sand ($125 \mu\text{m}$), and the bed is composed of a single sediment layer for simplicity. For settling and resuspension, only a few parameters are required (settling velocity: 1.6 and 9.4 mm/s; critical shear stress for sediment mobilization: 0.01 and 0.05 N/m²; and seabed erosion rate: $4 \cdot 10^{-5}$ and $25 \cdot 10^{-5}$ kg/m²/s), which are empirically related to grain size (Blaas et al. 2007). The hydro-sediment model is run for 10 days around spring tide conditions with a morphological acceleration factor of 10 (Roelvink 2006) to speed up the response of the sediment bed to sediment transport.

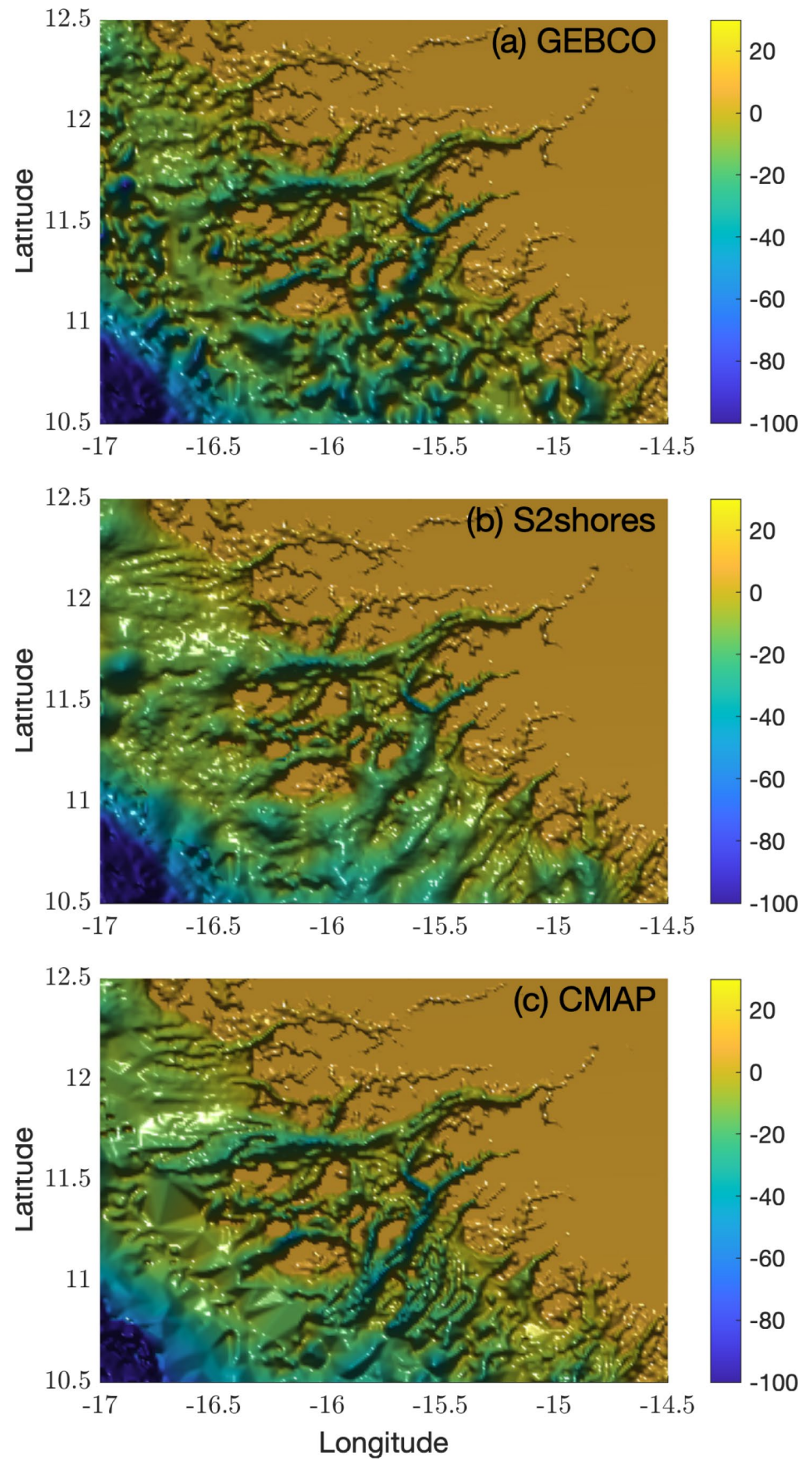
Results

Comparison of Bathymetry Products

S2shores (Fig. 6c) appears as a smooth, coherent field that features some of the channels seen from color images (Fig. 3) and is confirmed by CMAP soundings (Fig. 6b). However, zonal sections of the bathymetric products (Fig. 7) show that these channels in S2shores are generally shallower than in CMAP—the figure also shows the bumpiness in GEBCO discussed earlier. S2shores correlates well with CMAP ($R=0.6$) for scales below 10 km on the Guinea-Bissau plateau, but its standard deviation is only 1.4 m, compared with 2.1 m in CMAP (1.9 m in GEBCO, but with a weaker correlation of 0.5 with CMAP). The shallowness bias in S2shores is exemplified by the Orango Channel, which is shown as a ~ 40 m deep feature in CMAP (Fig. 7c), consistent with the literature (Pennober 2003), but only ~ 20 m in S2shores. The reason for this bias is currently under investigation—we will focus on the filtering procedure applied to the S2shores composite.

The wavelength spectra in Fig. 8, constructed from the Fast Fourier Transform (FFT) of alongshore bathymetric profiles, allow interpretation of statistics and direct

Fig. 6 GEBCO, S2Shores, and C-MAP bathymetry interpolated on the CROCO grid for the Guinea-Bissau tidal model configuration



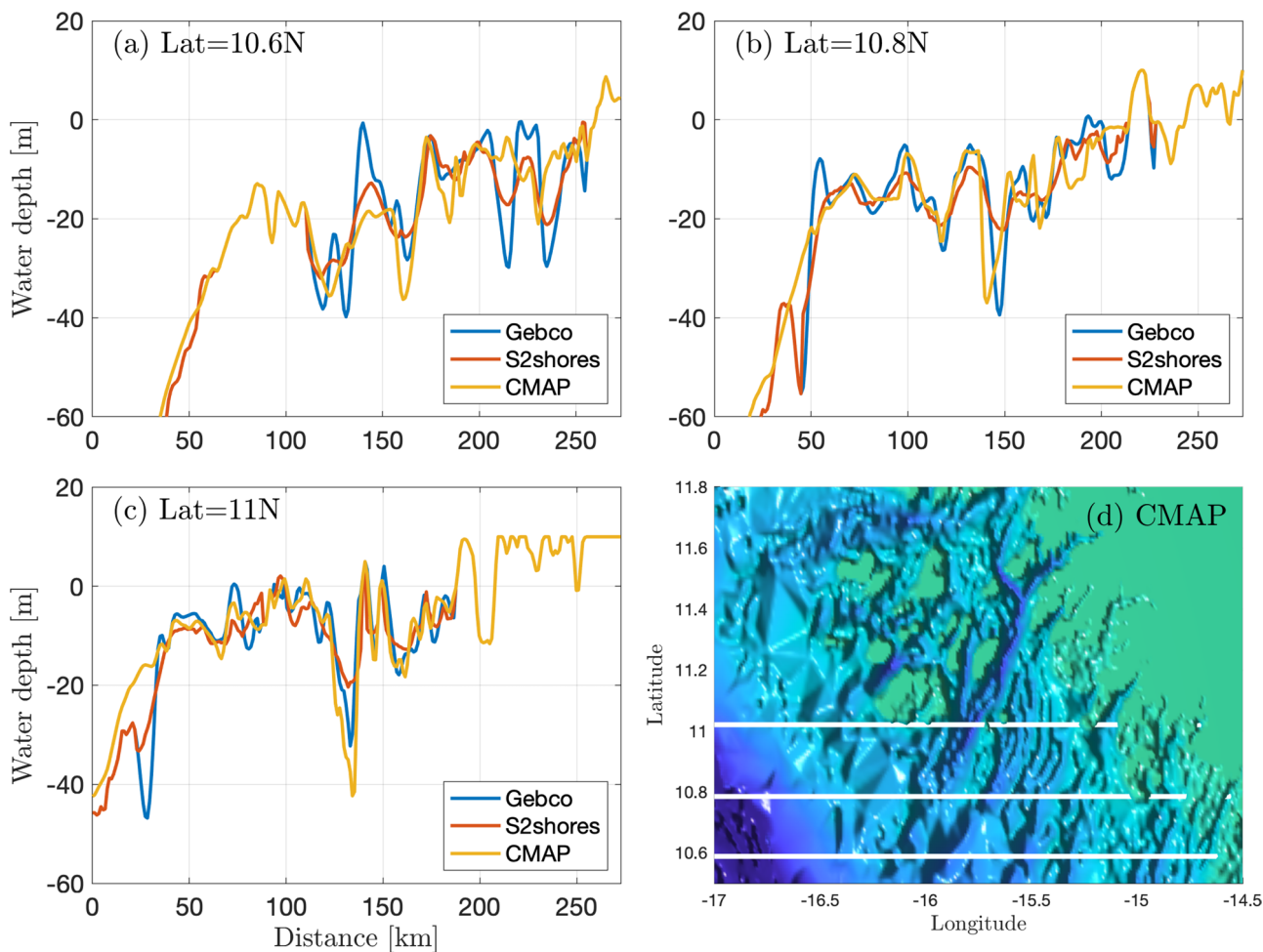


Fig. 7 Bathymetric sections across latitudinal lines for GEBCO, S2Shores and C-MAP bathymetry. The latitude lines are indicated on the bathymetric map

comparison of maps. It shows the high bathymetric variance in GEBCO at scales around 10 km, compared to the other products, due to the spurious bumpiness already mentioned, and low variance at the same scales in S2shores, where the channels are excessively shallow. These are better represented by CMAP, which therefore shows greater variance between 5 and 15 km (Fig. 9). It is interesting to note that the S2shores spectrum shows greater roughness below the 5 km scale than the other products, confirming the visual impression of the maps (Fig. 6b).

Application to Tidal Modeling

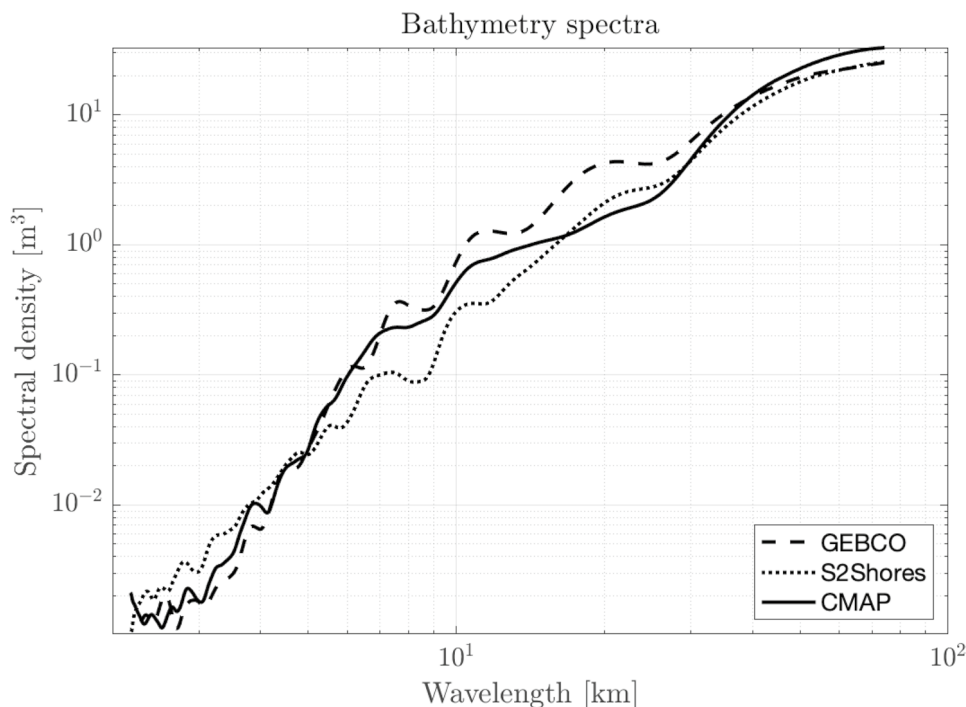
The characteristics of tides in Guinea-Bissau are very remarkable compared with those of neighboring countries and others in West Africa. The chart of maximum tidal range—spring range $2(M2+S2)$ —around the main estuary is presented in Fig. 10. It confirms that Guinea-Bissau shelters the largest tidal range in West Africa. On the continental

shelf off the Bijagos archipelago, the tidal range is already greater than in the deep ocean, reaching around 2 m due to the resonance of the shelf. This amplitude doubles, reaching 4 m near the mouth of the Geba and Buba estuaries. There is further amplification of the tidal range along these channels. In the Geba estuary the range is about 4.5 m at the entrance and reaches 7 m at the head, while for Buba, it goes from 4.5 to 5.5 m. This pattern of successive amplification is understood in Dièye et al. (2023) as the combined result of tidal convergence and resonance (with asymmetry playing its part).

Tidal Energy Flux

Tidal convergence is illustrated by computing the tidal energy flux vector, reflecting energy distribution pathways in the domain, as follows: $\frac{1}{T} \int_0^T \rho g h \eta U dt$, with T the tidal period, U the vertically integrated fluid velocity, η the free surface, ρ the fluid density, and g the gravity acceleration.

Fig. 8 Wavelength spectra of GEBCO, S2Shores and C-MAP bathymetry. The spectra are constructed from the FFT of alongshore bathymetric profiles periodized with a Hanning window



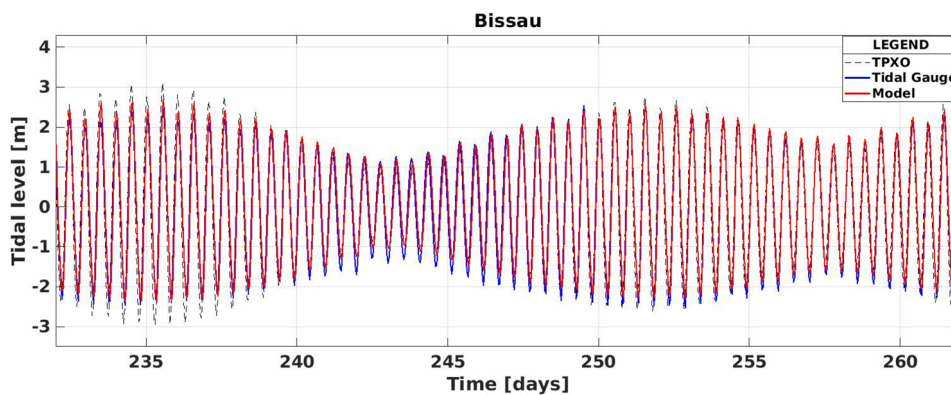
As discussed in Dièye et al. (2023) and illustrated in Fig. 11, the tidal energy flux is from south to north along the shelf and through the Bijagos Archipelago. On its way north, the tidal energy passes through the many relatively deep channels crossing the shelf, particularly the Orango channel; while it is partially blocked by the islands, it makes its way through the Bolama channel towards the Geba estuary (Fig. 2). The channels are areas of energy convergence and strong tidal currents, while the partial blockage creates a phase shift between the two adjacent regions. This description applies to all the bathymetry products shown above, albeit with some differences. CMAP and GEBCO with a deep Orango channel show strong funneling in this channel, but the tidal flow in GEBCO has considerably more random structures on the shelf than CMAP. In this sense, S2shores is more comparable to CMAP, as if the coherent appearance

of the bathymetry allowed for a smoother tidal flow, i.e. less form drag exerted on the tides, as shown below.

Bathymetric form Drag

To check on this idea, we computed the bottom pressure torque (BPT), an indicator of form drag (Hughes and de Cuevas 2001) occurring in the model (BPT is computed as $J(P_b, h)/\rho_0$, where P_b is the bottom pressure, ρ_0 is the mean density, and J is the Jacobian operator). On the channels south of the Bijagos Islands where strong funneling is observed, BPT is around 600 m/s^2 in the case of CMAP. This value is an order of magnitude larger with GEBCO (6500 m/s^2), while despite the apparent smoothness shown by S2shores, an intermediate value between the two other cases of 2700 m/s^2 is obtained. It could be argued that the form drag is an indicator of the realism of

Fig. 9 Tidal water level time series at Bissau (September 2021)



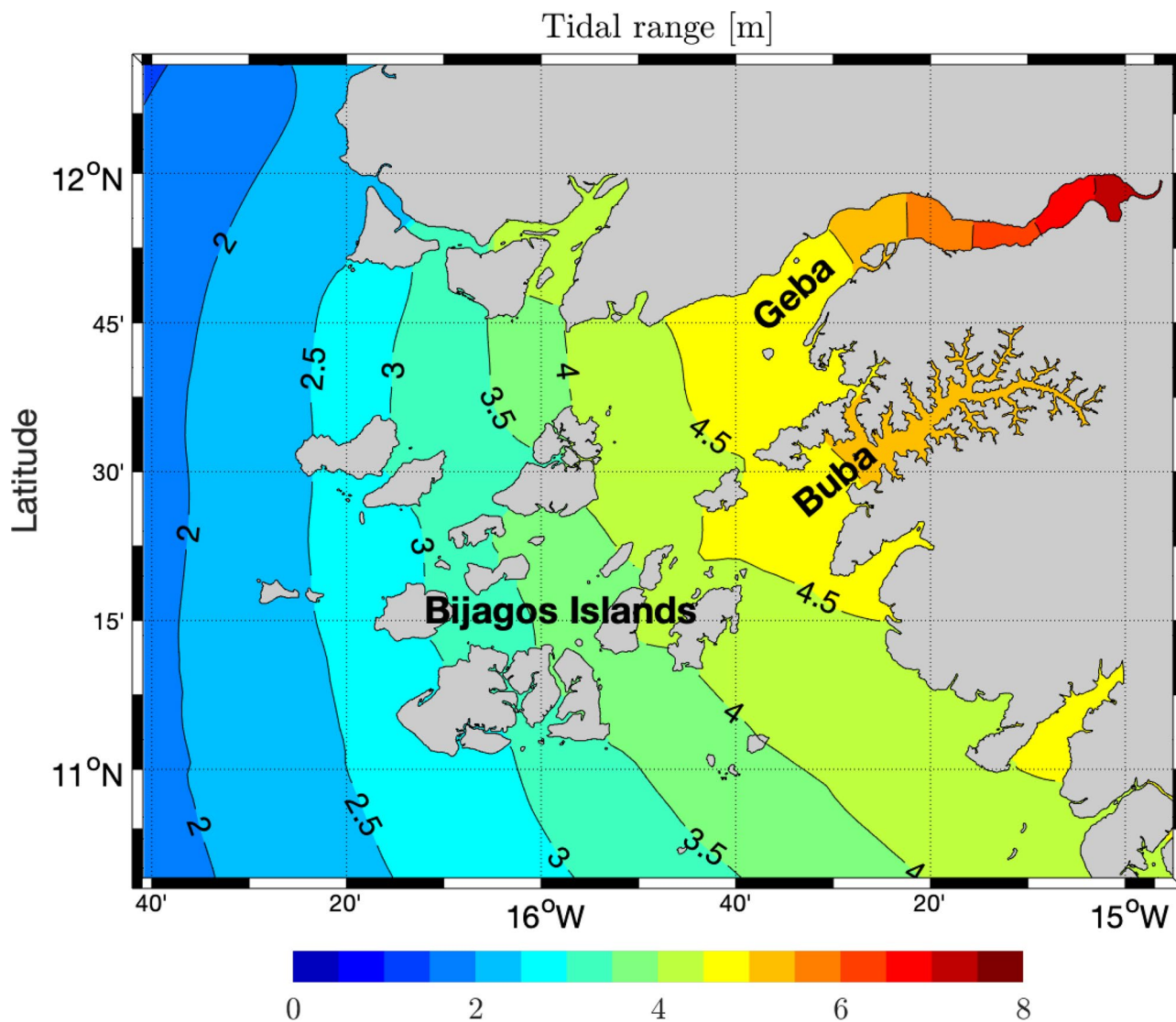


Fig. 10 Tidal spring range ($2(M2 + S2)$), i.e., the range when M2 and S2 are in phase) given by CROCO in Guinea-Bissau

small-scale bathymetry because tides have an important role in the morphological evolution of the Guinea-Bissau sedimentary shelf. Tides should strive to minimize drag, as permitted by the mobility of the different layers of sediment. In the case of GEBCO, the flow would attempt to shape the channels along the tidal energy pathways. From this point of view, the coherence between the flow and the seabed is much improved in the case of S2shores, but not quite to the point presented by CMAP.

Sediment Transport

To further confirm the relationship between form drag and bathymetric evolution, we use CROCO’s sediment model with simple settings. Our aim is not to present a realistic simulation of sediment transport and bed evolution, but

rather to illustrate the effect of a given bathymetry on its morphological evolution by comparing simulations. We assume that the model results meet basic performance standards, based on previous validated applications in other continental shelf regions of the world (e.g., Karakas et al. 2006; Blaas et al. 2007; Marchesiello et al. 2019). Figure 12 shows a snapshot of suspended sediment concentration (for the case with CMAP bathymetry), illustrating the role of bathymetric channels as sediment transport conduits with filamentous structures evoking the patterns observed on color images (Fig. 3). It should be stressed that in regions where in situ observation is lacking, as in the region under consideration, high-resolution satellite detection remains our main source of data.

Bed evolution—resulting from the equilibrium between sedimentation and resuspension (Exner equation)—for the

Fig. 11 Tidal energy flux [kW/m] calculated from simulations with **a** GEBCO, **b** S2shores, and **c** CMAP bathymetry. The vectors on the map represent the energy flux vector and the colors its magnitude (kW/m)

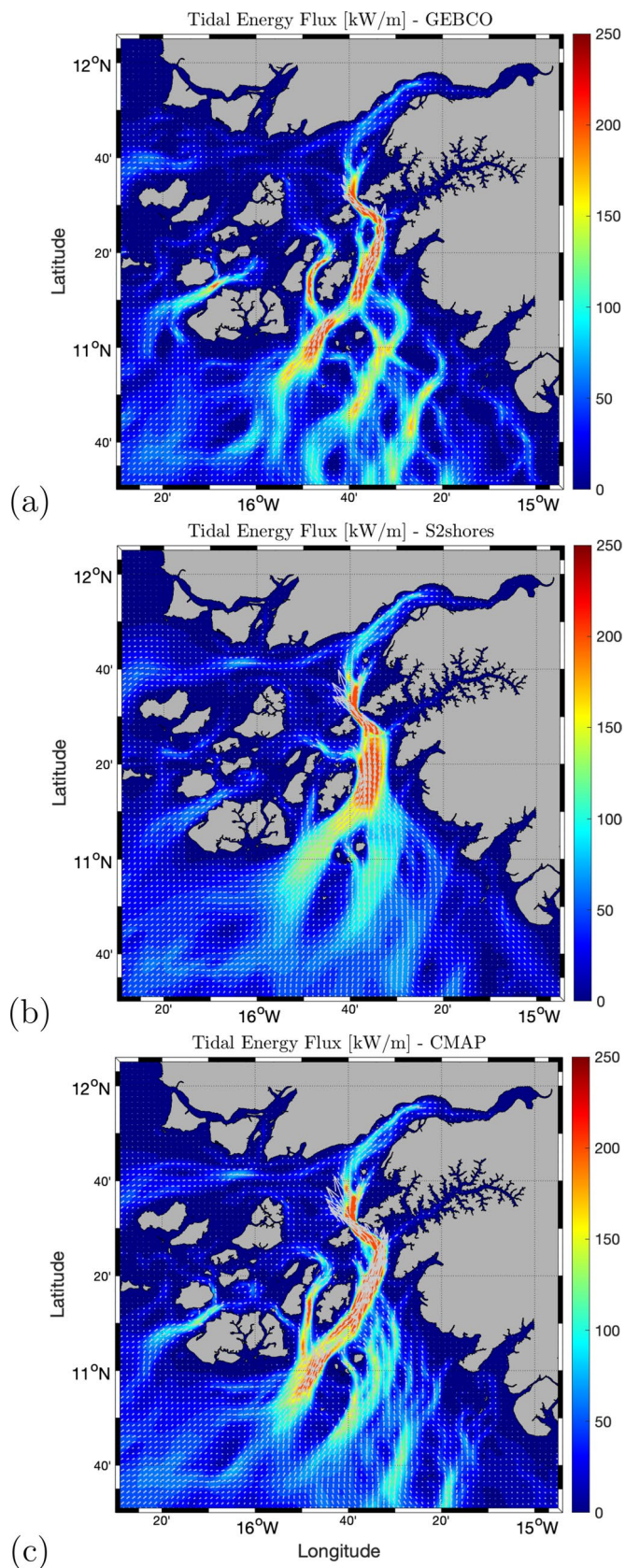
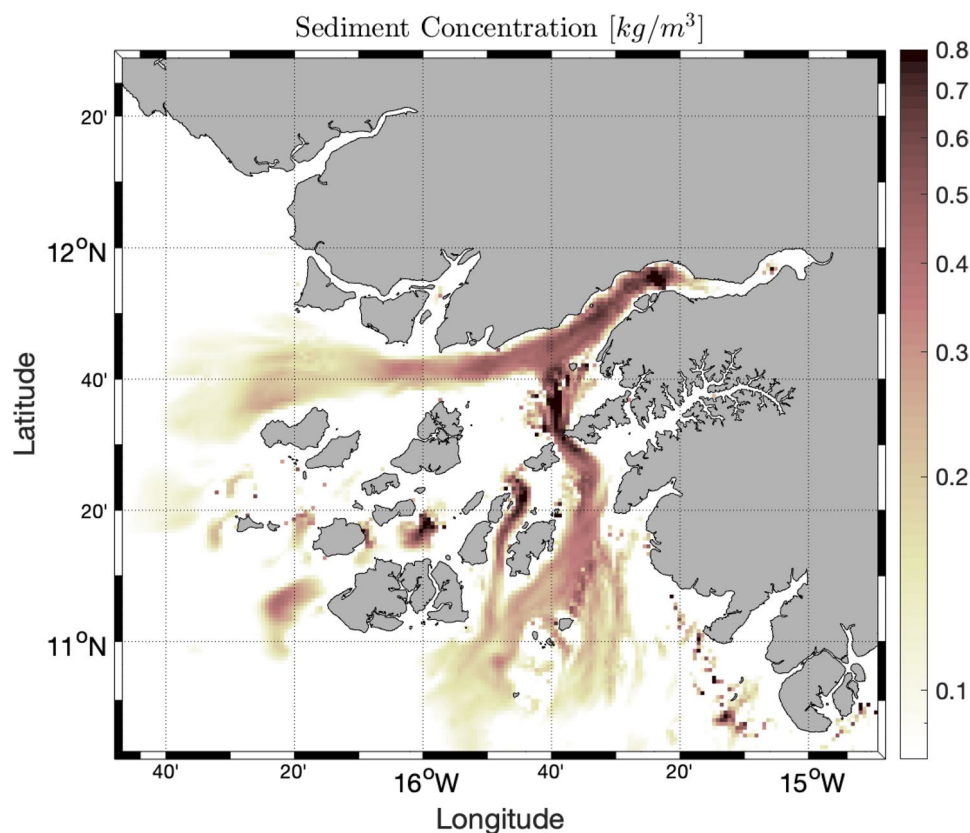


Fig. 12 Snapshot of surface sediment concentration (kg/m^3) in log scale in the simulation with CMAP bathymetry



three bathymetry products considered is illustrated in Fig. 13 for the area south of the Bijaros Islands, where high tidal energy flows through the prominent channel features. Simulation with GEBCO bathymetry shows the greatest response with variability patterns of a few meters around the 10 km scale, reminiscent of GEBCO's "orange peel" texture. As in the previous section, we interpret this response as an attempt by the sediment transport process to eliminate the bumps and reshape the channels. In line with this interpretation, CMAP largely reduces bed evolution (weaker changes of less than a meter remain at smaller scales), as silt/sand transport is reduced by a weaker tidal drag in this case. With S2shores, bed evolution is reduced almost everywhere, except in the Orango channel, where tides seem to have a greater effect than in the CMAP case, probably due to a shallower channel. These results are therefore consistent with the form drag comparison of the previous section and underline the existence of an equilibrium between currents and bathymetry which, while never actually achieved, can nevertheless be a strong attractor. If this process is robust, we could even consider correcting bathymetry in the future using sediment modeling, in line with the energy minimization approach proposed by Dupont et al. (2023).

Discussion

Our study highlights the critical need for enhanced coastal ocean modeling, particularly in regions with limited data availability, such as the West African coast. Leveraging advancements in satellite technology and innovative methods such as S2Shores combined with global datasets like GEBCO, we have generated detailed bathymetric maps for Guinea-Bissau, comparable with CMAP nautical charts. The advantage of satellite products over nautical charts is their ability to evolve, which is important in morphologically dynamic coastal areas.

The results of our tidal modeling reveal that small-scale submerged rivers, if properly represented, can contribute to a smooth flow of tidal energy towards the main Geba estuary, implying that tides act to smooth bathymetric features and minimize their form drag, on the way to equilibrium. In this sense, the best current result would be that of CMAP, which is also the product most consistent with local observations of the Geba and Orango channels around the Bijagos archipelago. However, S2shores is showing encouraging intermediate results between the global and local available products.

The Guinean shelf remains one of the most challenging regions in the world for wave-based satellite-derived

Fig. 13 Seabed evolution (m) after 10-day simulations (with a morphological acceleration factor of 10) for the cases of **a** GEBCO, **b** S2shores, and **c** CMAP bathymetry

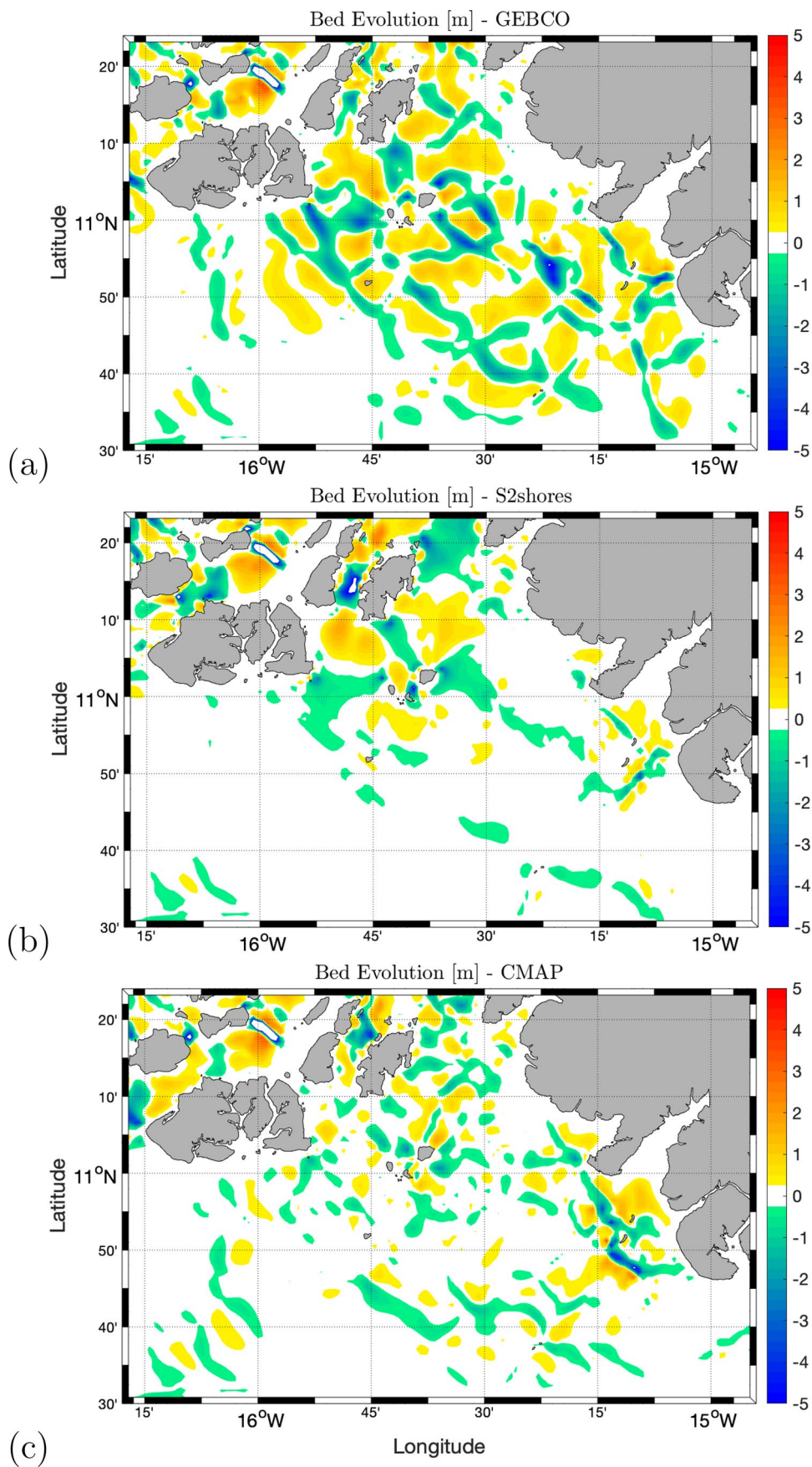
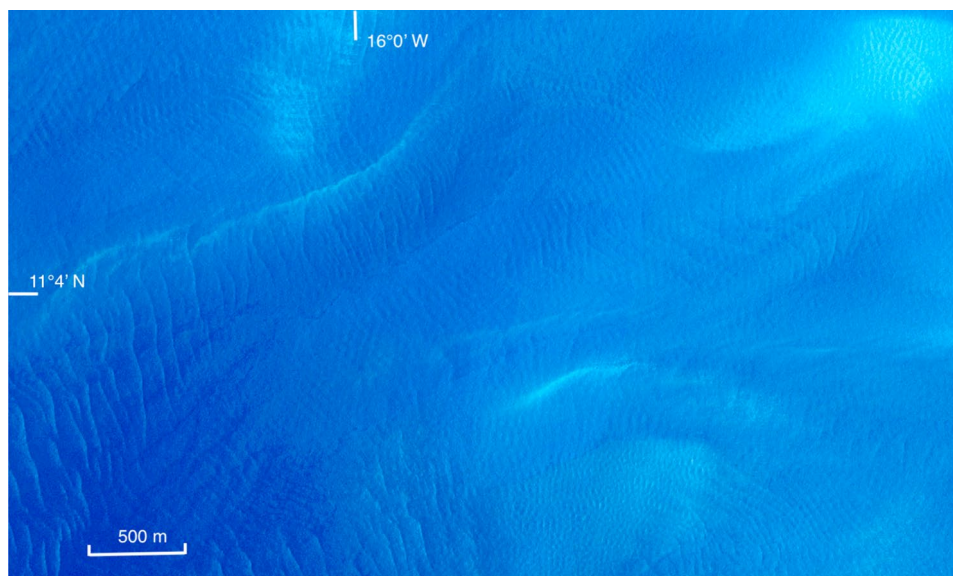


Fig. 14 True color from Sentinel-2 acquisition (2020/04/09) off the Bijagos archipelago, showing the complexity of the wave field used for S2shores bathymetry inversion in the Guinea-Bissau area



bathymetry for several reasons. Given its monsoon-prone tropical location, observability is low due to the persistent presence of (Bergsma and Almar 2020) clouds and also due to the complex set of low-energy waves (Bergsma et al. 2022; Boucharel et al. 2023), generated remotely and dissipated over the large, very shallow bulge that constitutes the continental shelf of Guinea-Bissau. A snapshot of the Sentinel 2 wave field in Fig. 14 illustrates the complex morphological patterns that result in a crossed sea off the Bijagos islands. The challenges posed to bathymetric inversion by the particular geomorphology and associated wave patterns of Guinea-Bissau are partially met in this study by careful image selection and processing, and the result is encouraging. Nevertheless, efforts are still needed to overcome a number of biases, such as the shallowness of small-scale channels, identified in our study.

Overall, our findings underscore the importance of continued research efforts aimed at improving bathymetric products and, more generally, coastal modeling capabilities. It is especially relevant in vulnerable regions like West Africa, that need support for effective coastal management, sustainable development initiatives, and adaptation strategies (Alves et al. 2020; Dada et al. 2024). Through collaborative efforts drawing on interdisciplinary approaches and advanced techniques, we can bridge knowledge gaps, address coastal risk challenges, and contribute to the resilience and well-being of coastal communities and ecosystems (Dada et al. 2022).

Acknowledgements This article was written within the framework of the EU funded project “Mangroves, mangrove rice and mangrove people: sustainably improving rice production, ecosystems and livelihoods” (Grant Contract FOOD/2019/412-700) and the program “West African coastal areas-mapping vulnerability, adaptability and Resilience in a changing climate (WACA-VAR)” co-funded by the

IRD International Research Network (IRN) and CNES Space Climate Observatory (SCO).

Author Contribution Patrick Marchesiello: conceptualization, methodology, software, validation, writing—original draft. Grégoire Thoumyre: methodology, software (S2shores), application to Guinea-Bissau, writing—review and editing. Arame Diéye: methodology, software (CROCO), application to Guinea-Bissau, writing—review and editing. Rafael Almar: conceptualization, methodology, software (S2shores), writing—review and editing. Erwin Bergsma: conceptualization, methodology, software (S2shores) writing—review and editing. Bamol Ali Sow: methodology, supervision, writing—review and editing. Duong Hai Thuan: software (CMAP), writing—review and editing.

Funding This study was funded by the EU project “Mangroves, mangrove rice and mangrove people: sustainably improving rice production, ecosystems and livelihoods” (Grant Contract FOOD/2019/412-700) and the program “West African coastal areas-mapping vulnerability, adaptability and Resilience in a changing climate (WACA-VAR)” co-funded by the IRD International Research Network (IRN) and CNES Space Climate Observatory (SCO).

Data Availability GEBCO data are available at <https://www.gebco.net>. CMAP, satellite data collected in support of this study, and tide gauge data for Bissau are available from the corresponding author on request.

Code Availability The circulation model CROCO with forcing datasets (here, TPXO tides) are available at <https://www.croco-ocean.org>. S2shores (satellite-based bathymetry retrieval Python code) is available from the corresponding author on request.

References

- Abessolo, G., R. Almar, D. Angnuureng, F. Bonou, Z. Sohoun, I. Camara, A. Diouf, G. Alory, R. Onguéné, A. Mama, et al. 2023. African coastal camera network efforts at monitoring ocean, climate, and human impacts. *Scientific Reports* 13 (1): 1514.
- Almar, R., E.W. Bergsma, G. Thoumyre, M.W. Baba, G. Cesbron, C. Daly, T. Garlan, and A. Lifermann. 2021. Global satellite-based coastal bathymetry from waves. *Remote Sensing* 13 (22): 4628.

- Almar, R., T. Stieglitz, K.A. Addo, K. Ba, G.A. Ondoa, E.W. Bergsma, F. Bonou, O. Dada, D. Angnuureng, and O. Arino. 2023. Coastal zone changes in west africa: challenges and opportunities for satellite earth observations. *Surveys in Geophysics* 44 (1): 249–275.
- Almar, R., E.W. Bergsma, G. Thoumyre, L.-C. Solange, S. Loyer, S. Artigues, G. Salles, T. Garlan, and A. Lifermann. 2024. Satellite-derived bathymetry from correlation of sentinel-2 spectral bands to derive wave kinematics: Qualification of sentinel-2 s2shores estimates with hydrographic standards. *Coastal Engineering* 189: 104458.
- Alves, B., D.B. Angnuureng, P. Morand, and R. Almar. 2020. A review on coastal erosion and flooding risks and best management practices in west africa: what has been done and should be done. *Journal of Coastal Conservation* 24 (3): 38.
- Anthony, E. 2006. The muddy tropical coast of west africa from sierra leone to guinea-bissau: geological heritage, geomorphology and sediment dynamics. *Africa Geoscience Review* 13: 227–237.
- Benveniste, J., A. Cazenave, S. Vignudelli, L. Fenoglio-Marc, R. Shah, R. Almar, O. Andersen, F. Birol, P. Bonnefond, J. Bouffard, et al. 2019. Requirements for a coastal hazards observing system. *Frontiers in Marine Science* 6: 348.
- Bergsma, E.W., and R. Almar. 2020. Coastal coverage of esa's sentinel 2 mission. *Advances in Space Research* 65 (11): 2636–2644.
- Bergsma, E.W., R. Almar, A. Rolland, R. Binet, K.L. Brodie, and A.S. Bak. 2021. Coastal morphology from space: A showcase of monitoring the topography-bathymetry continuum. *Remote Sensing of Environment* 261: 112469.
- Bergsma, E.W., R. Almar, A. Giros, S. Lemai-Chenevier, G. Thoumyre, S. Artigues, T. Garlan, and R. Degoul. 2022. S2shores: A python library for estimating coastal bathymetry. *Coastal Engineering Proceedings* 37: 36–36.
- Bergsma, E.W., R. Almar, E.J. Anthony, T. Garlan, and E. Kestenare. 2022. Wave variability along the world's continental shelves and coasts: Monitoring opportunities from satellite earth observation. *Advances in Space Research* 69 (9): 3236–3244.
- Binet, R., E. Bergsma, and V. Poulain. 2022. Accurate sentinel-2 inter-band time delays. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 1: 57–66.
- Blaas, M., C. Dong, P. Marchesiello, J.C. McWilliams, and K.D. Stolzenbach. 2007. Sediment-transport modeling on southern californian shelves: A roms case study. *Continental shelf research* 27 (6): 832–853.
- Boucharel, J., M. David, R. Almar, and A. Melet. 2023. Contrasted influence of climate modes teleconnections to the interannual variability of coastal sea level components-implications for statistical forecasts. *Climate Dynamics* 61 (7–8): 4011–4032.
- Bué, I., J. Catalao, and A. Semedo. 2020. Intertidal bathymetry extraction with multispectral images: A logistic regression approach. *Remote Sensing* 12: 1311.
- Cesbron, G., A. Melet, R. Almar, A. Lifermann, D. Tullot, and L. Crosnier. 2021. Pan-european satellite-derived coastal bathymetry-review, user needs and future services. *Frontiers in Marine Science* 8: 740830.
- Dada, O., R. Almar, P. Morand, and F. Menard. 2021. Towards west african coastal social-ecosystems sustainability: Interdisciplinary approaches. *Ocean & Coastal Management* 211: 105746.
- Dada, O.A., D.B. Angnuureng, R. Almar, S. Dzantor, and P. Morand. 2022. Social perceptions of coastal hazards in the anlo beach community in the western region of ghana. *Journal of Coastal Conservation* 26 (6): 63.
- Dada, O.A., R. Almar, P. Morand, E.W. Bergsma, D.B. Angnuureng, and P.S. Minderhoud. 2023. Future socioeconomic development along the west african coast forms a larger hazard than sea level rise. *Communications Earth & Environment* 4 (1): 150.
- Dada, O.A., R. Almar, and P. Morand. 2024. Coastal vulnerability assessment of the west african coast to flooding and erosion. *Scientific Reports* 14 (1): 890.
- Debreu, L., N.K.-R. Kevlahan, and P. Marchesiello. 2022. Improved gulf stream separation through brinkman penalization. *Ocean Modelling* 179: 102121.
- Descroix, L., Y. Sané, M. Thior, S.-P. Manga, B.D. Ba, J. Mingou, V. Mendy, S. Coly, A. Dièye, A. Badiane, M.-J. Senghor, A.-B. Diedhiou, D. Sow, Y. Bouaita, S. Soumaré, A. Diop, B. Faty, B.A. Sow, E. Machu, J.-P. Montoroi, J. Andrieu, and J.-P. Vandervaere. 2020. Inverse estuaries in west africa: Evidence of the rainfall recovery? *Water* 12 (3): 647.
- Dièye, A., P. Marchesiello, B.A. Sow, H.B. Dieng, T. Duong Hai, and L. Descroix. 2023. Tidal amplification and distortion in guinea-bissau, west africa. *SSRN Electronic Journal*. Accessed March 3, 2024 <http://dx.doi.org/10.2139/ssrn.4656944>.
- Dupont, R., M. Cook, F. Bouchette, B. Mohammadi, and S. Meulé. 2023. Sandy beach dynamics by constrained wave energy minimization. *Ocean Modelling* 183: 102197.
- Egbert, G.D., and S.Y. Erofeeva. 2002. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 19: 183–204.
- ESA. 2015. "Sentinel-2 User Handbook." ESA Standard Document, 64 pp. Accessed January 23, 2024. https://sentinel.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_User_Handbook
- Hughes, C.W., and B.A. Cuevas. 2001. Why western boundary currents in realistic oceans are inviscid: A link between form stress and bottom pressure torques. *Journal of Physical Oceanography* 31 (10): 2871–2885.
- Karakas, G., N. Nowald, M. Blaas, P. Marchesiello, S. Frickenhaus, and R. Schlitzer. 2006. High-resolution modeling of sediment erosion and particle transport across the northwest african shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 111: C06025.
- Kudryavtsev, V., M. Yurovskaya, B. Chapron, F. Collard, and C. Donlon. 2017. Sun glitter imagery of ocean surface waves. part 1: Directional spectrum retrieval and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122 (2): 1369–1383.
- Laporte, J., H. Dolou, J. Avis, and O. Arino. 2020. Thirty years of satellite derived bathymetry: The charting tool that hydrographers can no longer ignore. *The International Hydrographic Review* 24: 129–154.
- Lionel, T.M., L. Florent, C. Loren, C. Mathilde, A. Damien, F. Ergane, D. Mei-ling, F. Ramiro, F. Yannice, D. Gerald. 2023. The new FES2022 tidal atlas. EGU General Assembly 2023, Vienna, Austria, 23–28 Apr 2023, EGU23-9008.
- Marchesiello, P., L. Debreu, and X. Couvelard. 2009. Spurious diapycnal mixing in terrain-following coordinate models: The problem and a solution. *Ocean Modelling* 26 (3–4): 156–169.
- Marchesiello, P., N.M. Nguyen, N. Gratiot, H. Loisel, E.J. Anthony, C.S. Dinh, T. Nguyen, R. Almar, and E. Kestenare. 2019. Erosion of the coastal mekong delta: Assessing natural against man induced processes. *Continental Shelf Research* 181: 72–89.
- Marchesiello, P., J. Chauchat, H. Shafiei, R. Almar, R. Benschila, F. Dumas, and L. Debreu. 2022. 3d wave-resolving simulation of sandbar migration. *Ocean Modelling* 180: 102127.
- Marks, K., W. Smith, and D. Sandwell. 2010. Evolution of errors in the altimetric bathymetry model used by google earth and gebco. *Mar. Geophys. Res.* 31: 223–238.
- Melet, A., P. Teatini, G. Le Cozannet, C. Jamet, A. Conversi, J. Benveniste, and R. Almar. 2020. Earth observations for

- monitoring marine coastal hazards and their drivers. *Surveys in Geophysics* 41: 1489–1534.
- Pennober, G. 2003. Dynamique littorale d'un delta estuarien: les bijagos (guinée-bissau). *Cahiers Nantais* 59 (1): 139–148 (Included in a thematic issue: Comprendre et gérer la nature littorale).
- Roelvink, J.A. 2006. Coastal morphodynamic evolution techniques. *Coastal Engineering* 53 (2): 277–287 (Coastal Hydrodynamics and Morphodynamics).
- Shchepetkin, A.F., and J.C. McWilliams. 2003. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108 (C3): 3090.
- Thoumyre, G., E. Bergsma, R. Almar, A. Giros, S. Lemai-Chenevier, S. Artigues, T. Garlan. 2023. A new python tool for coastal bathymetry estimation: S2shores. EGU General Assembly 2023, Vienna, Austria, 23–28 Apr 2023, EGU23-6088.
- Tozer, B., D.T. Sandwell, W.H. Smith, C. Olson, J. Beale, and P. Wessel. 2019. Global bathymetry and topography at 15 arc sec: Srtm15+. *Earth and Space Science* 6 (10): 1847–1864.
- Turner, I.L., M.D. Harley, R. Almar, and E.W. Bergsma. 2021. Satellite optical imagery in coastal engineering. *Coastal Engineering* 167: 103919.
- Vousdoukas, M.I., J. Clarke, R. Ranasinghe, L. Reimann, N. Khalaf, T.M. Duong, B. Ouweneel, S. Sabour, C.E. Iles, C.H. Trisos, et al. 2022. African heritage sites threatened as sea-level rise accelerates. *Nature Climate Change* 12 (3): 256–262.
- Yurovskaya, M., V. Kudryavtsev, B. Chapron, and F. Collard. 2019. Ocean surface current retrieval from space: The sentinel-2 multi-spectral capabilities. *Remote sensing of Environment* 234: 111468.

Springer Nature or its licensor (e.g. a society or other partner) holds exclusive rights to this article under a publishing agreement with the author(s) or other rightsholder(s); author self-archiving of the accepted manuscript version of this article is solely governed by the terms of such publishing agreement and applicable law.

Tidal amplification and distortion in Guinea-Bissau, West Africa

Arame Dièye^{a,b}, Patrick Marchesiello^a, Bamol Ali Sow^b, Habib Boubacar Dieng^b, Duong Hai Thuan^d, Luc Descroix^c

^a*IRD, LEGOS (IRD/CNES/CNRS/UT3), Toulouse University, France*

^b*LOSEC, Assane Seck University, Ziguinchor, Senegal*

^c*IRD, UMR PALOC MNHN/IRD, Paris, France*

^d*Division of Civil Engineering, ThuyLoi University Southern Campus, Ho Chi Minh City, Vietnam*

Abstract

Understanding tidal behavior is of paramount importance in Guinea-Bissau, where the tidal range is the highest of all West African countries and where tidal flooding has a negative impact on several socio-economic sectors. Our aim is to improve tide prediction in Guinea-Bissau by analyzing its characteristics and mechanisms of amplification and distortion. To this end, we use a high-resolution coastal ocean model (CROCO) validated by tidal altimetry and new tide gauge data. We present and analyze the cotidal charts of the main constituents. The amplification occurs first in coastal waters due to resonance over the broad shelf and strengthens in the estuaries, especially in the Geba Channel where a tidal range of 7 m can be reached. This is due, in part, to the funneling of tidal energy, which travels from the south through the Bijagos Archipelago. There is also a resonance of a quarter wavelength (mode 0) for semi-diurnal tides. In other estuaries (e.g., Buba), there is no funneling, so the tides can only be amplified by resonance with reflected waves. A strong tidal asymmetry is also demonstrated due to the generation of overtides that are resonant with mode 1 at Geba and mode 0 at Buba. The asymmetry and Stokes drift associated with the progressive waves in the Geba Channel (leading to tidal setup) make it a complex local system with ebb dominance at the mouth, perhaps contributing to the continuous accretion in the Bijagos archipelago. Other smaller estuaries characterized by standing waves are more classically flood-dominated. All this affects the residence time of water along the coasts and estuaries of Guinea Bissau.

Keywords: Tides, Guinea-Bissau, Estuaries, Amplification, Asymmetry, residual

1. Introduction

Guinea Bissau is a West African country with stunning coastal and estuarine features. It is a mud-dominated, low wave-energy, macrotidal coast and estuaries that contrasts markedly with the sandy, microtidal, wave-dominated coasts characterizing the rest of the West African margin (Anthony, 2006). Due to its geological heritage, Guinea Bissau has a wide shallow shelf (less than 50 m deep), conducive to wave dissipation and, presumably, to tidal amplification. Mangrove rice fields are a central source of food production in Guinea-Bissau. Here, as elsewhere along the West African coast, rice accounts for more than 30% of the caloric intake (Pandey et al., 2010; Sousa and Luz, 2018). However, the development of these strategic areas is vulnerable to recurrent spring tide flooding, which overwhelms protective dikes, destroys many crops and results in the loss of arable land each year. Therefore, understanding the tidal behavior in this complex coastal morphology is crucial for the protection and revitalization of food production in Guinea-Bissau.

Tidal behavior is strongly dependent on shelf, coastal and estuarine morphology (shape, depth, bed composition, sandbanks, etc). In estuaries, in the case where bottom friction is stronger than amplification, the tidal amplitude gradually dampens with distance from the mouth (Lu et al., 2015). Otherwise, the amplitude may increase toward the head due mainly to two processes: convergence (in a classical funnel shape) and resonance (van Rijn, 2011). Another complexity arises from the distortion (asymmetry) of a tidal wave during its propagation, resulting in the different duration and magnitude of ebb and flood and manifested by the presence of overtides and compound tides (Friedrichs and Aubrey, 1988).

*dieyearame91@gmail.com

**patrick.marchesiello@ird.fr

bsow@univ-zig.sn

hb.d@univ-zig.sn

duonghaithuan@tlu.edu.vn

luc.descroix@ird.fr

Email address: dieyearame91@gmail.com (Arame Dièye)

22 This phenomenon can be attributed to nonlinear interactions due to the terms of advection,
23 nonlinear continuity (due to water level changes) and quadratic bottom friction in the gov-
24 erning equations (Parker, 1984). Friction and reflection in an estuary can also modify the
25 phase lag between tidal elevation and currents and thus the residual mass transport (Stokes
26 drift) and associated tidal setup (Pritchard, 1958). All these processes may have a signif-
27 icant influence in the residual Eulerian and Lagrangian transport (Dronkers, 1986). The
28 Lagrangian residual circulation is generally assessed through Lagrangian particle-tracking
29 models, which allows identifying accumulation areas, residence time, transport pathways
30 and beaching of marine litter (Das et al., 2000; Yoon et al., 2010; Maximenko et al., 2012;
31 Politikos et al., 2020). It can also help develop emergency responses and management prac-
32 tices, from event-scale situations such as an oil spill to the seasonal-scale such as the study
33 of larvae dispersal (Peliz et al., 2007; Montañaño et al., 2023).

34 However, tides in Guinea-Bissau are still poorly understood. We know since Berrit et al.
35 (1977) that the tide in the region is semi-diurnal with diurnal inequality and the main tidal
36 constituent M2 comes from the south and propagates northward along the coast. Granadeiro
37 et al. (2021) confirm from gauges in the Bijagos Archipelago and Sentinel 2 imagery that tidal
38 waves progress along a SW-NE axis, implying a shift of about 1 h in the tidal stage between
39 the most distant coastal sections. Most remarkable, the area has by far the largest tidal range
40 in West Africa (Diop et al., 2014). A range of 7 m (compared to 1 m on average on the rest of
41 the West African coast) is recorded in its main estuary, i.e., at Porto Gole on the banks of the
42 Geba Channel — which could generate up to 50 MW of electricity according to estimations
43 (DICAT, 2011). However, despite their obvious importance, there is no specific study of the
44 characteristics of these tides and their behavior in coastal and estuarine areas. We therefore
45 attempt here to address this deficit by describing and analyzing: (1) the characteristics
46 of tides (amplitude and phase of the main constituents); (2) their resonance properties; (3)
47 their convergence assessed from a tidal energy budget (energy flux and dissipation); (4) their
48 asymmetry in the coastal zone and estuaries; and (5) the resulting Eulerian and Lagrangian
49 residual circulation and the residence time. A synthetic assessment of these processes, and
50 how they relate to each other to form the largest tides in West and Central Africa, should

51 be useful for a more general understanding of coastal tidal dynamics.

52 **2. Study design and methods**

53 *2.1. Study area*

54 Guinea Bissau (16.5-13.3°W and 10.5-12.3°N; Fig. 1) is a mud-dominated, low wave-
55 energy, macrotidal coast and estuaries with a wide shallow shelf (less than 50 m deep). It
56 harbors around one hundred islands and islets, of which 88 form the only deltaic archipelago
57 (Bijagos) in West Africa, located at the mouth of the Geba estuary (Pennober, 2003). Geba,
58 the country's largest estuary (sometimes called Bissau estuary), is formed by the confluence
59 of the rivers Geba and especially Corubal, the strongest, with an average annual flow of
60 around 400 m³/s. There are several other smaller rivers (Cacheu, Mansoa, Grande de Buba,
61 Tombali and Cacine) extended by estuaries that penetrate deep inland because the runoff
62 is relatively low, as is often the case in West Africa (Descroix et al., 2020).

63 The climate of Guinea Bissau is tropical (hot and humid) and its coastline, 350 km of
64 length and very fragmented with a large inter-tidal area, is part of a coastal section known
65 as Southern Rivers in West Africa. This is made up of vast amphibious zones occupied
66 by mangroves, by vegetated mudflats (called "tannes" in Senegal) and often by mangrove
67 rice fields (referred to as "tidal rice" outside West Africa), that can extend over dozens of
68 kilometres into the continent (Temudo et al., 2022). We will not be looking specifically at
69 mudflats and rice fields in this study, but rather at the tidal conditions that define their
70 vulnerability.

71 *2.2. Model description*

72 We use the Coastal and Regional Ocean Community model (CROCO), built around the
73 Regional Ocean Modeling System (Shchepetkin and McWilliams, 2005; Debreu et al., 2012).
74 It solves the free-surface, primitive equations – under the hydrostatic and Boussinesq ap-
75 proximation – on a curvilinear grid and terrain-following vertical coordinate. Its capabilities
76 include high-performance computation of high-order-accurate discretized equations (Soufflet
77 et al., 2016), and coupling with atmosphere, waves, biogeochemistry and sediment. It has

78 been applied to a variety of configurations, from regional and shelf circulations to very fine-
79 scale processes. Its discretization techniques include a mode splitting between the external
80 mode, for barotropic processes such as tides, resolved with short time steps and an internal
81 mode with longer time steps for baroclinic processes. It also uses different turbulence closure
82 models, here the non-local K-profile planetary (KPP) boundary layer scheme (Large et al.,
83 1994), to parameterize turbulent mixing with specific treatment for connecting surface and
84 bottom boundary layers in shallow water (Blaas et al., 2007; Nguyen et al., 2014).

85 *2.3. Nested grid configuration*

86 For this study of Guinea-Bissau, the model has been implemented using two nested grids
87 with two-way communication (Debreu et al., 2012), using a grid refinement of 3 between the
88 parent and child grids that have resolutions of 3 km and 1 km (Fig. 2). Nested grids offer
89 computational advantages over a single telescopic grid, as the parent grid can operate with
90 a large time step, and it avoids the numerical errors associated with irregular meshes. They
91 also cut computing costs by a factor of ten compared with a single high-resolution grid,
92 avoiding the need for a supercomputer. With two-way nesting, the parent solution forces
93 the child solution and is then updated from that solution, providing a smooth, seamless
94 interface between grid levels. Only the eastern border of the parent grid is closed and all
95 others are treated with open boundary conditions (Marchesiello et al., 2001).

96 The Parent grid (17.0-14.2°W and 9.6-12.6°N) of resolution 3 km covers the entire
97 Guinean coastal zone, while the child grid (16.6-15.0°W and 10.9-12.0°N) of higher reso-
98 lution 1 km covers the country's main estuaries (Mansoa, Geba, Buba, Tombali and Cacine)
99 and the Bijagos archipelago (Fig. 2). We selected 10 terrain-following vertical levels reg-
100 ularly spaced in the water column. The coastal bathymetry of the area in these two grids
101 is derived from C-MAP data (CM93 v.2; c-map.com), which is a global database used by
102 mariners and made from nautical charts. It better represents the coastal and estuarine
103 bathymetry than GEBCO in Guinea-Bissau, but the latter must be used in deep water (be-
104 low 250 m). The combined bathymetry was linearly interpolated onto our model grid and
105 a minimum depth was set at 9 m to avoid artificial shallow areas in upper estuaries where

106 data is missing. Intertidal zones are thus excluded from our investigation and a land mask is
107 used to delimit the coastlines. Bathymetry smoothing is generally designed to avoid pressure
108 gradient errors in areas of steep slope and high stratification (the shelf break, usually) but
109 is less relevant in shallow tidal waters, where baroclinic pressure gradients are weak. Thus,
110 in shallow water, this constraint is relaxed and smoothing reduced to a minimum in order
111 to maintain realistic bathymetry.

112 *2.4. Forcing and initialisation*

113 Tidal forcing in the parent grid is made through sea level and barotropic currents from
114 TPXO (v.9), a global tidal solution that best-fits the Laplace Tidal Equations and altime-
115 try data (Egbert and Erofeeva, 2002). TPXO9 now includes, in addition to the usual 8
116 primary harmonic constituents (M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1 and Q1) and two long-period
117 constituents (Mf and Mm), a few important nonlinear harmonics (M4, MS4, and MN4)
118 and more minor constituents. However, in this study, we only use the linear constituents
119 and relate on the model dynamics to generate the nonlinear constituents. As part of the
120 pre-processing `CROCO_tools` (Penven et al., 2008), the tidal amplitudes and phases were
121 corrected to nodal variation caused by the 18.6-year cycle of lunar orbit tilt.

122 The calculations proposed in this study include river runoff, although it is relatively low
123 in the region (Descroix et al., 2020). The Corubal and Geba rivers are included as a constant
124 flow of 400 m³/s, following Descroix et al. (2020). The available estimates are subject to
125 considerable uncertainties, particularly with regard to seasonal variations (not included in
126 the model), but it has been verified that the model results are not sensitive to these rather
127 modest figures. Finally, we applied a seasonal atmospheric and oceanic forcing, using the
128 QuikScat monthly climatology for wind stress and the World Ocean Atlas 2009 climatology
129 for temperature and salinity. This atmospheric and oceanic forcing has little impact in the
130 present tidal study, but is part of a prototype that will be addressing the general sea level
131 response to multiple forcing, including storm effects. The model was initialized from the
132 ocean at rest.

133 The model is run for 12 months, starting on may 1st 2021 with a time step of 300 and

134 100 sec respectively for parent and child grids (barotropic time steps are 10 and 3 sec). The
135 recording frequency in the model output files is once per hour.

136 **3. Calibration and validation of the model**

137 To validate our model, we used altimetry data for the open coast and tide gauges deployed
138 in Guinea-Bissau for the estuaries (Fig. 1 and 2) as part of the Malmon-DeSIRA project
139 "Mangroves, mangrove rice and mangrove people – sustainably improving rice production,
140 ecosystems and livelihoods". Since April 2021, a network of tide gauges comprising a total
141 of 15 stations has been in place in the estuaries, with the exception of one tide gauge located
142 on the island of Bubaque in the Bijagos archipelago. We will limit ourselves here to 3 of
143 these stations for the calibration procedure below, selecting the most relevant locations,
144 given the model resolution (some stations are located in the intertidal zones of the upper
145 estuaries). In addition, the coastal zone of Guinea Bissau has two tracks of satellite altimetry
146 (TOPEX/Poseidon + Jason 1/2) passing through (Fig. 2), amounting to about 40 locations.
147 Tidal altimetry is a reliable source of data in the coastal zone since the error is of the order
148 of 1 cm, similar to tide gauges (Nguyen et al., 2014).

149 To calibrate our model, We did several tests on physical parameters, mainly on the num-
150 ber of vertical levels N , the parameters of bottom friction τ_b and on the parameters related
151 to bathymetry (minimum depth and smoothing). The model appears to be moderately
152 sensitive to these parameters and also to the extent of the domain. We set the parameter
153 values based on these tests. For bottom friction, the best results were given by a logarithmic
154 evaluation of the quadratic drag coefficient, based on a roughness length of 0.1 mm in both
155 nested grids.

156 *3.1. Tide stations*

157 Tidal amplitudes simulated by CROCO are compared with tidal data collected between
158 April 2021 and May 2022 at three stations in Geba and Cacine estuaries and at Bubaque
159 Island (time series are shown in Fig. 3 and locations given in Fig. 2). Note that the three
160 stations were not deployed at the same time, and the equipment experienced numerous

161 security problems (theft and vandalism), resulting in gaps in the time series. Consequently,
 162 comparisons between model and data are made over different time intervals.

163 The harmonic components (amplitude and phase) are extracted with the T-TIDE soft-
 164 ware (Pawlowicz et al., 2002) distributed with `CROCO_tools`. The amplitudes of all con-
 165 stituents at the Bissau tide gauge location are presented in Figure 4, comparing observations
 166 with CROCO and TPXO9, while Tables 1, 2, and 3 present differences between CROCO
 167 and gauge data or TPXO forcing at the three stations. Note that in the Cacine River, the
 168 resolution of the model does not allow access to the exact location of the tide gauge at
 169 Cadique, so we compared the records with a point downstream of the estuary.

170 The tidal harmonic analysis shows that the dominant tidal constituents are semi-diurnal
 171 with M2 (lunar major; 12.42 h) and other significant semi-diurnal constituents, such as
 172 S2 (solar major; 12 h) and N2 (lunar elliptical major; 12.66 h). The main diurnal tides,
 173 with amplitude ratio to semi-diurnal tides of 1/10, are K1 (23.93 h) and O1 (25.82 h). A
 174 significant contribution is given by quarter and sixth diurnal overtides and compound tides
 175 — M4, MS4, M6 and 2MS6, with periods of 6.21, 6.10, 4.14 and 4.09 h respectively.

Table 1: Model Error with Bissau tide gauge and forcing data (TPXO9) in terms of amplitude (cm) and phase ($^{\circ}$) of the 4 main tidal constituents: M2, S2, N2 and K1 obtained over a 8.5 months simulation period (August 21, 2021 - May 5, 2022).

	Data		Model/Data error		Model/Forcing error	
	Amp [cm]	Phase [$^{\circ}$]	Amp [cm]	Phase [$^{\circ}$]	Amp [cm]	Phase [$^{\circ}$]
M2	184.4	-122.9	1.6	8	10.4	9.7
S2	50.2	28	3.2	8.9	9.8	19
N2	32.2	12.5	0.4	22.8	4.4	29.5
K1	12.1	153.3	1.7	15.5	0.1	18.7

176 It appears that the model is capable of reconstructing the spectral complexity of the es-
 177 sentially semi-diurnal coastal tides (dominated by M2), including all nonlinear components,
 178 i.e., high-frequency overtides and compound tides and low-frequency compound tides. It
 179 generally reproduces well the tidal amplitudes and phases of the main tidal constituents

Table 2: Model error with Bubaque tide gauge and forcing data (TPXO9) in terms of amplitude (cm) and phase ($^{\circ}$) of the 4 main tidal constituents: M2, S2, N2 and K1 obtained over a 8.5 months simulation (May 8, 2021 - January 14, 2022).

	Data		Model/Data error		Model/Forcing error	
	Amp [cm]	Phase [$^{\circ}$]	Amp [cm]	Phase [$^{\circ}$]	Amp [cm]	Phase [$^{\circ}$]
M2	146.7	179.1	1.3	4.3	0.6	14.3
S2	42	-24.6	4.5	6.2	1.6	8.1
N2	27.5	32.3	0.7	27.5	0.4	18.9
K1	10	-114.9	0	8.5	0.2	17.4

Table 3: Model Error with Cadique tide gauge and forcing data (TPXO9) in terms of amplitude (cm) and phase ($^{\circ}$) of the 4 main tidal constituents: M2, S2, N2 and K1 obtained over a 6-months simulation period (October 2021 - may 2022).

	Data		Model/Data error		Model/Forcing error	
	Amp [cm]	Phase [$^{\circ}$]	Amp [cm]	Phase [$^{\circ}$]	Amp [cm]	Phase [$^{\circ}$]
M2	160.1	155.4	0.6	21.6	9.6	3.5
S2	52.5	45.4	7.7	29	7.5	6.2
N2	31	28.7	2.4	58.5	0.3	2.8
K1	10.5	9.1	0.3	11.6	0.3	9.2

180 (M2, S2, N2, K1) with the usual accuracy found in the literature (Nguyen et al., 2014),
181 i.e., the error is on the order of centimeters in amplitude and a few degrees in phase, some-
182 times more. A larger error is shown for the N2 phase, but it appears due to T-TIDES
183 decomposition, as revealed by the comparison of forced and reconstructed harmonics near
184 the boundary (not shown). The results are poorer for Cadique, in part due to lack of model
185 resolution at this tide gauge location. Comparison of the model with TPXO9 forcing gener-
186 ally shows larger differences than with tide gauge data (e.g., 10.4 cm for M2 instead of 1.6
187 cm), which means that the internal dynamics of CROCO significantly improve on a local
188 scale the tidal wave imposed by the forcing. It also accurately produces high-order shallow-
189 water constituents, such as the quarter-diurnal M4 and MS4 with amplitudes comparable

190 to K1, the sixth-diurnal M6 and 2MS6 and even the eighth-diurnal M8 (Fig. 4), which are
 191 completely absent in the forcing. Low-frequency compound tides are also reproduced with
 192 slightly lower amplitudes than diurnal tides.

193 3.2. Altimetry data

194 Satellite altimetry data has become a very important component of the ocean observing
 195 system (Birol et al., 2017). It provides accurate sea level data at centimeter error level
 196 (Nguyen et al., 2014). We used X-TRACK Tidal Constants (Roblou et al., 2011), the along-
 197 track tidal altimetry product of the Centre of Topography of the Oceans and the Hydrosphere
 198 (CTOH/LEGOS), to validate our model near the coast of Guinea-Bissau. This product is
 199 based on along-track sea level anomaly combined missions of Topex/Poseidon+Jason-1/2.
 200 The distance between two points along the satellite track is 6 to 7 km and the product
 201 provides 42 points in our domain.

Table 4: Model RMSE with satellite altimeter tides in terms of amplitude (cm) and phase ($^{\circ}$) of the 4 main tidal constituents: M2, S2, N2, K1 obtained over a 7-months simulation period (May 2021 - November 2021).

RMSE Model/Satellite data		
	Amp[cm]	Phase [$^{\circ}$]
M2	6.3	2.5
S2	1.76	4.6
N2	1.15	58.26
K1	0.4	7.14

202 We calculated the amplitude and phase difference between the model and satellite ob-
 203 servations at each point of the satellite tracks, and synthesized the result in the form of
 204 root-mean-square errors (Tab. 4). This analysis was done with the four main tidal con-
 205 stituents: diurnal (K1) and semi-diurnal (M2, S2 and N2). In terms of amplitude, the errors
 206 for the constituents S2, N2 and K1 are quite low (inferior to 2 cm). The M2 constituent
 207 of greater amplitude presents larger errors, although still of the order of cm and decreasing

208 towards the coast (not shown). For the phases, we find small errors for constituents M2, S2
209 and K1 (inferior to 10°). The constituent N2 also has small errors, except near the southern
210 open boundary, which is explained by the large phase error in the forcing.

211 4. Results and analysis

212 4.1. Coastal tides

213 The characteristics of tides in Guinea Bissau are very remarkable compared to those of
214 neighboring countries and others in West Africa. The charts of tidal range, amplitude and
215 Greenwich phase of the main constituents centered around the main estuary are presented
216 in Figures 5, 7, 8 and 9.

217 Our results confirm that Guinea Bissau shelters the largest tidal range in West Africa
218 (Diop et al., 2014). On the continental shelf, before the Bijagos archipelago, the tidal range
219 is already increased, compared to the deep ocean, to about 2 m due to shelf resonance
220 (see below). This amplitude doubles and reaches 4 m towards the shore from the Bijagos
221 Islands, near the mouth of the Geba and Buba estuaries. There is further amplification of
222 the tidal range along these channels. In the Geba estuary the range is about 4.5 m at the
223 entrance and reaches 7 m at the head, while for Buba, it goes from 4.5 m to 5.5 m (see
224 also the illustrative photo in Fig. 6). The phase is also modified across the Bijagos islands
225 and even more substantially in the Geba and Buba estuaries. This pattern of successive
226 amplification and phase shift is analyzed in the following sections as the combined result of
227 tidal convergence, resonance and asymmetry.

228 4.2. Amplification in estuaries

229 Following van Rijn (2011), the tidal range in estuaries is essentially affected by (a) ampli-
230 fication due to the decrease of the width and depth (convergence or funneling) in landward
231 direction, (b) co-oscillation with reflected waves at the head of estuaries (resonance), and
232 (c) damping due to bottom friction. Convergence will be evaluated using tidal energy flux,
233 while resonance will be tested with the model using a range of tidal periods and compared
234 with the theory of simplified semi-enclosed basins.

235 *4.2.1. Convergence*

236 Assuming no reflection or energy loss (due to bottom friction), the energy flow is con-
237 stant, so a tidal wave increases as the width or depth of the estuary decreases. This tidal
238 convergence process is illustrated by the tidal energy flux vector \mathbf{F}_E (Henry and Foreman,
239 2001):

$$\mathbf{F}_E = \frac{1}{T} \int_0^T \rho g h \eta \mathbf{U} dt, \quad (1)$$

240 with T the tidal period, \mathbf{U} the vertically integrated velocity vector, η the free surface, ρ the
241 fluid density and g the gravity acceleration. Figure 10a shows that the tidal energy flux is
242 from south to north along the shelf and through the Bijagos Archipelago. On its way north,
243 the tidal energy passes by the Rio Buba estuary and is partially blocked by the islands as
244 it makes its way through deep channels to the Geba estuary. These channels between the
245 islands are areas of energy convergence and strong tidal currents, while the partial blockage
246 creates a phase shift between the two estuaries (Fig. 8). It is interesting to note that the
247 tidal energy does not appear to enter the Buba estuary (or if it does, it is balanced by
248 the reflected wave flux, as we will see), or other smaller estuaries, while there is a clear
249 funneling of energy in the Geba estuary. Convergence in the Geba Channel coincide with
250 significant tidal dissipation by bottom friction (D_E ; Fig. 10b), as expected from local energy
251 conservation expressed by $\nabla \cdot \mathbf{F}_E = D_E$ (Munk, 1997). East of Jabada in the Geba estuary,
252 the flow fades but the maximum tidal range occurring at the head indicates that the energy
253 flux is not dissipated there but balanced by that of the reflected waves.

254 *4.2.2. Resonance*

255 If we consider an estuary as an ideal rectangular basin of length L , narrow width W ,
256 and constant water depth h , which communicates with a deep ocean at the open end, we
257 can compute a solution for the resonant modes (Taylor, 1922) of the linear, non-rotating —
258 assuming the estuary is sufficiently narrow — shallow water equations. This simple model
259 is useful for some preliminary estimates, while more realistic analytical solutions can be
260 found for more complex geometric shapes and non-uniform depth (Rabinovich, 2009). For
261 the rectangular basin case, the Eigen periods are:

$$\begin{aligned}
T_0 &= \frac{4L}{\sqrt{gh}} & \text{Mode 0} \\
T_1 &= \frac{1.33L}{\sqrt{gh}} & \text{Mode 1} \\
T_2 &= \frac{0.8L}{\sqrt{gh}} & \text{Mode 2}
\end{aligned} \tag{2}$$

262 The dominant mode is the zero or quarter-wavelength mode (its wavelength is four times
263 the length of the estuary), which has a single node at the mouth and a single antinode at
264 the head where tidal amplitude is greatest. Mode 1 has an additional pair of nodes and
265 antinodes near the middle of the estuary, while Mode 2 has 2 additional pairs (Fig. 11).
266 With $L=100$ km and $h=10$ m for the Geba estuary, this gives $T_0=11.2$ h, $T_1=3.7$ h and
267 $T_2=2.2$ h. With $L=50$ km for the Buba estuary, the periods of the modes are halved, e.g.,
268 $T_0=5.6$ h, more relevant for overtides. The smaller estuaries along the coast will resonate at
269 even lower periods. The expected amplification factor is Q^2 where $Q \sim \frac{2\pi h}{rT_0} \sim L/W$ is the
270 quality factor measuring energy damping (Rabinovich, 2009). Taking a friction coefficient
271 $r = 1$ mm/s, Q is about 1.6 and the theoretical amplification is thus 2.6. Q also determines
272 the width of the resonance peak $\Delta T \sim T_0/Q \sim 7$ h for the Geba estuary and 3.5 h for Buba.

273 We now use our numerical model to estimate the spectrum of resonant modes for realistic
274 shoreline and bathymetry, following a method used with success in Nguyen et al. (2014).
275 The model is forced by a single tide whose amplitude and phase is that of M2, but we vary
276 its period between 2 and 20 hours (the choice of M2 is practical here and has no incidence
277 on the amplification results). For each period, the model is run for 6 days and a resonance
278 index is given by the amplitude ratios between coastal (mouth or head of the estuaries) and
279 offshore values. Figure 12 shows the amplification at the mouth and head of the Geba and
280 Buba estuaries.

281 The amplification values at the mouths confirm that there is a first level of amplification
282 throughout the coastal zone of Guinea Bissau with a maximum of about 2 around the semi-
283 diurnal period. This amplification is likely a shelf resonance effect (Clarke and Battisti,
284 1981; Webb, 1976) that occurs worldwide, primarily for semi-diurnal tides on broad shelves.
285 Shelf resonance tend to occur when the shelf width is close to a quarter wavelength of the

286 tidal wave on the shelf ($T\sqrt{gh}/4$). The plateau between Guinea-Bissau and Sierra Leone is
287 the widest in West Africa and is also shallow, giving a quarter wavelength of semi-diurnal
288 tides of about 200 km, very similar to the shelf width (Anthony, 2006). The conditions
289 are therefore favorable to shelf resonance with an amplification factor >2 , according to our
290 numerical experiment.

291 There is then a second level of resonant amplification which occurs in estuaries whose
292 tidal range is greatest at their head. The maximum amplification in the case of Bissau occurs
293 at a period of about 11 h, which is very consistent with a resonance of a quarter wavelength
294 in a narrow basin (mode 0). The width of the resonance peak appears to be larger than 7
295 h (the theoretical Q^2 value), which may be due to greater damping in the narrow areas of
296 the estuary or to the convergence effect, which is expected to impact a broader spectrum.
297 This large width masks a second peak expected around the 4-h period of Mode 1, which is
298 represented, as in in Figure 9, by the presence of additional nodes and antinodes at a higher
299 resonant frequency. For the Buba estuary, the largest peak appears for a period of 4-5 h,
300 consistent with but slightly smaller than the estimated period of 5.6 h for the quarter-wave
301 mode. This peak is narrower, as expected for a lower resonant period ($Q \sim \frac{2\pi h}{rT_0}$). In the case
302 of Buba, the resonance is therefore more effective for M4 than for M2 (see next section).

303 4.2.3. Conjugating processes

304 To summarize this section, coastal tides off Guinea-Bissau are first amplified by the par-
305 ticularly wide shelf in the region and are then amplified on a smaller scale in local estuaries,
306 particularly in the Geba estuary where a tidal range of 7 m can easily be reached during
307 spring tides when M2 and S2 are in phase. The first amplification process is convergence
308 in funnel geometries, which is revealed by the tidal energy flux vectors. The energy flows
309 from south to north along the plateau and across the Bijagos Archipelago. It seems to enter
310 and funnel only in the Geba estuary, so the others only amplify by resonance with reflected
311 waves. There is also a resonance in the Geba estuary, but the convergence is strong enough
312 near the entrance in the Geba channel (around the port of Bissau) to overwhelm the reflected
313 tidal wave. The wave reflected at the head (near Porto Gole), especially as it re-enters the

314 area west of Jabada, propagates seaward in a diverging (seaward widening) channel, result-
315 ing in lateral spreading of its energy (van Rijn, 2011). The reflection is not confined to the
316 landward region, but a standing wave is clearly observed only in the landward portion of
317 the estuary (where the phase has only weak gradients).

318 *4.3. Tidal asymmetry*

319 Distortion of tidal waves in the coastal zones involves high-frequency tidal components
320 corresponding to multiples (overtides) or superposition (compound tides) of the dominant
321 frequencies. An important consequence of the tidal wave distortion is the asymmetric char-
322 acter of the tidal motion in shallow water: the periods of rise and fall of the tide are unequal
323 and large differences can be observed in the flood and ebb currents (Friedrichs and Aubrey,
324 1988).

325 The interaction of M2 with its first harmonic M4 is generally considered as the main
326 driver of tidal asymmetry (compound tides have a smaller effect), and a diagnosis of the
327 relative importance of M4 and M2 is therefore a good indicator (Fig. 13a and Tab. 5). In
328 the Geba estuary, the amplitude ratio $AM4/AM2$ is about 0.12 at the mouth but decreases
329 in the channel by half before raising strongly again to 0.2, consistent with M4 resonating at
330 Mode 1 — the overtide amplitude follows the resonant nodes and antinodes. In the Buba
331 estuary, $AM4/AM2$ is 0.07 at the mouth and raises gradually to 0.11 in the interior and 0.14
332 at the head, due to the quarter-wavelength resonance around M4.

333 Following Speer and Aubrey (1985), if the amplitude of asymmetry is given by the
334 $AM4/AM2$ ratio, the type of tidal asymmetry (flood or ebb-dominated) is generally assessed
335 by the phase difference between M2 and M4: $PM2-PM4=2\phi_{M2}-\phi_{M4}$. $PM2-PM4$ is supposed
336 to fall between $[0,180^\circ]$ for flood-dominated systems (shorter rising tide than falling tide)
337 and $[180,360^\circ]$ for ebb-dominated systems (Gallo and Vinzon, 2005). From these indicators,
338 both estuaries would be classified as flood-dominated, although Geba appears more complex
339 with more variability along its length.

340 To clarify this, asymmetric patterns can be directly assessed by computing the relative
341 asymmetry of tidal waves (Guo et al., 2019). We choose here to present the asymmetry

342 about the vertical axis, expressed as $-\frac{\langle \mathcal{H}(\zeta)^3 \rangle}{\langle \zeta^2 \rangle^{1.5}}$, with ζ the surface elevation and \mathcal{H} the Hilbert
 343 transform (Fig. 13b). This is sometimes referred to as sawtooth asymmetry, a shape given
 344 by the phase difference between M4 and M2 for example. As discussed by Guo et al.
 345 (2019), it provides a more reliable estimate than skewness for the tidal duration asymmetry
 346 (difference in ebb and flood duration). Sawtooth asymmetry is also a measure of slack water
 347 asymmetry, i.e., the difference between high water and low water slack duration. We also
 348 verified that it is well correlated in our case with peak current asymmetry, indicating unequal
 349 peak velocities for ebb and flow. In any case, high positive values indicate flood-dominated
 350 tides that should promote residual sediment transport landward.

351 The comparison of asymmetry (Fig. 13b) with overtide resonance (Fig. 9), or M4/M2
 352 amplitude ratio (Fig. 13a; Tab. 5) is striking, as asymmetry appears coincidental with
 353 M4 resonance nodes and antinodes. The decay of M4 in the middle of the Geba estuary
 354 is associated with a decrease of asymmetry (from 0.21 to 0.15), while a sharp increase to
 355 0.35 is shown in the landward part. The asymmetry for the Rio Buba growth gradually
 356 from 0.13 to 0.26. The consistent positive sign, associated with the duration of falling tide
 357 exceeding that of rising tide, is characteristic of short, strong floods and long, slow ebbs.
 358 Buba is therefore a classical flood-dominated short estuary — if neglecting the presence of
 359 intertidal storage areas that tends to counteract flood-dominance (Dronkers, 1986) — but
 360 Geba again appears as a more complex estuary with decreasing asymmetry in the middle.
 361 A study of residual elevations and currents in the next section will clarify further how this
 362 would impact water transport and residence time.

363 *4.4. Tidal setup and residual circulation*

364 The residual circulation in estuaries determines the net exchange of salt, water, and other
 365 biogeochemical materials on timescales longer than the tidal cycle (e.g., Das et al. 2000).
 366 They are driven by nonlinearities, which not only introduce asymmetry in elevations and
 367 currents (generally inward) but also a tidal setup, i.e., a residual sea level elevation. The tidal
 368 setup is essentially produced by the up-estuary tidal Stokes drift of a partially progressive
 369 wave, which drives an opposing Eulerian residual current. For this reason, progressive waves

Table 5: Tidal asymmetry indicators from M4 and M2 amplitude and phase comparisons in the Bissau and Rio Buba estuaries

Estuaries	Position	AM4/AM2	PM2-PM4 [°]	Asymmetry
Geba	Mouth	0.11	74	0.21
	Middle	0.06	90	0.15
	Head	0.20	49	0.35
Buba	Mouth	0.07	70	0.13
	Middle	0.11	77	0.21
	Head	0.14	80	0.26

in a channel are associated with setup and outflow, but standing waves that do not produce Stokes drift (90 deg. phase lag between elevation and currents) are associated with inflow (Li and O’Donnell, 1997). Here, we evaluate the tidally-driven Eulerian and Lagrangian residual circulation for the Guinea-Bissau coast and main estuaries and compare it with the theory. In this case, there is no wind or river runoff in our simulation and the water column is well mixed.

The Eulerian circulation is simply the time average of Eulerian currents at each computational point. The Lagrangian circulation is computed using particle tracking within each computational cell (Das et al., 2000), evaluating their speed between two positions :

$$\vec{u}_L(\vec{x}, t) = \frac{\vec{x}(t + dt) - \vec{x}(t)}{dt}, \quad (3)$$

with \vec{u}_L , \vec{x} , t , dt the Lagrangian velocity, position, time and tracking period of a water particle, respectively, then averaging this speed over a 2-month period. The Lagrangian model is an offline version of CROCO’s float model (Capet et al., 2004), where parcel trajectories are computed with a 4th-order time stepping scheme and trilinear spatial interpolation of Eulerian model velocities. About 10,000 particles are released at the surface over the shelf and main estuaries (between 16.5-14.7°W and 9.6-12.6°N) and at the beginning of a 2-month simulation from May to June 2021. The results are presented in Figure 14.

Consistent with theory, nonlinearities favor only a small residual inflow in the small

387 channels of Guinea-Bissau, as they harbor standing rather than progressive tidal waves (Li
388 and O’Donnell, 2005). In contrast, the energy flux entering the Geba estuary results in more
389 complex dynamics. It drives a Stokes drift that results in an inward mass transport and
390 tidal setup of more than 20 cm (Fig. 14a). The residual pressure gradient then causes a
391 seaward return flow¹, i.e., strong Eulerian currents of more than 30 cm/s, which guaranties
392 mass conservation (Fig. 14b). The Lagrangian residual, which is the sum of the generally
393 opposing Eulerian residual and Stokes drift, has a much lower intensity in the Geba Channel
394 (Fig. 14c). It appears as residual eddies with a tendency to flow seaward in the center of
395 the channel and landward along the banks (Li and O’Donnell, 1997) so that in the absence
396 of river flow, the residual Lagrangian transport through each section of the channel must
397 vanish due to conservation of mass (Pritchard, 1958). The reduction of M4 in this zone may
398 reduce the flood tidal asymmetry that opposes the seaward return flow (Guo et al., 2014).
399 However, the upper part of the estuary with its standing wave and high asymmetry tends
400 to be flood-dominated, like a short channel.

401 Note that the residual flow to the north along the shelf area is consistent with potential
402 vorticity arguments that would drive a longshore residual flow with the coast to the right
403 (Zimmerman, 1981; Nguyen et al., 2014). This would favor a drift of material to the north as
404 confirmed by a passive tracer release in our simulation (not shown). Obviously wind-driven
405 and density driven circulations will modify this conclusion.

406 4.5. Residence times

407 The Lagrangian residence time, τ_L , is computed using again particle tracking around
408 each computational cell (Das et al., 2000; Monsen et al., 2002; Rayson et al., 2016). N_0
409 particles ($N_0 \sim 100$) are released uniformly around each cells within a radius of 5 km and
410 the number of particles $N(t)$ remaining in the same area after a time t is used to estimate
411 τ_L using the first-order decay function $N(t) = N_0 e^{-t/\tau_L}$ (Das et al., 2000).

412 Figure 15 shows the result of calculations of the Lagrangian residence time. It appears
413 quite consistent with the residual circulation. The residence time is high in all upper estuar-

¹This return flow is equivalent to the undertow produced by swell waves on a shoreface.

ies. In the upper Geba Channel, it is about 275 days but decreases sharply to 50-100 days in the middle and 40 days around the mouth, although it remains high on the southern flank, where the residual flow is at a minimum. In the area between the estuaries and offshore islands, where the residual flow is strongest, the residence time is at a minimum (less than 20 days). It confirms that outside of the Bissau headwaters, flushing in the estuary can be effective and that material can be transported onto the shelf and from there northward (if we consider only the tides). It should be noted that the northern part of the islands of the Bijagos archipelago are relatively sheltered areas with a longer residence time than the surroundings.

5. Discussion

Understanding of tidal behavior is of paramount importance in Guinea Bissau, where tides are the dominant physical process and tidal flooding has negative impacts on several socio-economic sectors. For example, developing mangrove rice fields are increasingly affected by marine submersion and associated saltwater intrusion, making them unsuitable for farming. Our objective in this study is to improve the prediction of tidal effects in Guinea-Bissau by analyzing tidal characteristics and mechanisms. To this end, we use a high-resolution coastal ocean model (CROCO) validated by along-track tidal altimetry and new tidal gauge data installed as part of the study. We present the first co-tidal charts of the major components in Guinea Bissau, which confirms the highest tidal range of all West African countries. Analyses show that the tidal range results from a constructive combination of tidal energy convergence, wave distortion (asymmetry) and resonance. Coastal tides off Guinea-Bissau are first amplified by the particularly wide shallow shelf in the region and then again on a smaller scale in local estuaries, particularly in the Geba estuary where a tidal range of about 7 m can be reached during spring tides when M2 and S2 are in phase.

The first amplification process is convergence in a funnel geometry, which is revealed by the tidal energy flux. The energy flows from south to north along the plateau and across the Bijagos Archipelago. Then, it seems to funnel only in the Geba estuary, so the other smaller estuaries only amplify by resonance with reflected waves. There is also a quarter-

442 wavelength (mode 0) resonance in the Geba estuary, but convergence is strong enough near
443 the entrance (around the port of Bissau) to overwhelm the reflected tidal wave. A strong
444 tidal asymmetry is also evident and associated with the nonlinear generation of overtides
445 that are resonant with mode 1 in the Geba Channel and mode 0 in the Buba Channel. The
446 asymmetry and Stokes drift associated with progressive waves in the Geba Channel make
447 this estuary complex with expected ebb dominance at the mouth and flood dominance at
448 the head. The other smaller estuaries characterized by standing waves are more classically
449 flood dominated.

450 Even if the tidal flow is zero on average, an asymmetry in the tidal cycle has consequences
451 for sediment transport since it responds non-linearly to velocity. Therefore, flood-dominance
452 in the small estuaries of Guinea Bissau implies residual inward sediment transport, but the
453 reduced asymmetry and strong seaward Eulerian residual in the outer Geba Channel would
454 imply a net seaward sediment transport. This would help maintain the deep channel and
455 supply sediment to the shelf and the Bijagos Islands, consistent with observations (Pennober,
456 2003) and theory of estuarine delta formation for funnel-shaped estuaries in a macrotidal
457 environment (Wright, 1982). On the contrary, the Buba estuary, the second most important
458 estuary in West Africa in terms of tidal range, is characterized by standing tides with flood
459 dominance. Considering also that no significant river feeds the Buba estuary since the
460 Corubal River changed its course and connected to the Geba estuary (Pennober, 2003),
461 the tides alone can explain Buba's distinct fractal geometry, favorable to flood-dominated
462 accretion of tidal flats, formation of channel levees and numerous gullies (Cleveringa and
463 Oost, 1999).

464 To better quantify the mechanisms of sediment and biogeochemical accumulation in
465 these estuaries, a map of the residual Lagrangian flux and associated residence time was
466 proposed, which shows again a relatively efficient flushing of suspended material in the outer
467 Geba Channel and in the coastal zone, especially between the Bijagos Archipelago and the
468 mainland, but much weaker flushing of the Buba Channel and other smaller estuaries.

469 The calculations proposed in this study are purposely performed with constant river flow
470 because river runoff is relatively low in the region (Descroix et al., 2020) and is still poorly

471 known. However, river flow variations may modify, at least marginally, some of our results
472 on tidal behavior in the estuaries of Guinea Bissau, due in particular to changes in bottom
473 friction (Parker, 1984). Another point of discussion is our choice of a minimum depth of
474 9 m, destined essentially to maintain a deep Geba channel as bathymetry data is missing
475 towards the head. Because of this choice, we did not explicitly address intratidal areas in
476 this study, but rather the tidal conditions that could affect mudflats and rice fields. Despite
477 uncertainties in river flow and bathymetry, our model-data comparison and sensitivity ex-
478 periments suggest that we should not expect a dramatic change in our conclusions regarding
479 tidal patterns, amplification processes, and areas where flushing is favored by tidal flow.
480 Of course, this will have to be verified in further studies, where the important problem of
481 salinization will also be addressed.

482 Another limitation is the lack of local observations to confirm some of our results (on
483 residual circulation, for example). Guinea-Bissau is clearly a very interesting case study for
484 amplification mechanisms generating local macrotidal environments capable of forming (or
485 not) estuarine deltas. It is also an example of what can be done when little research and
486 observation is available. The deployment of a new network of tide gauge stations has been
487 valuable, although the difficulties of maintaining such a network in Guinea-Bissau must be
488 stressed. Satellite data are a useful complement in coastal areas (not too close to the shore)
489 and easily accessible to all researchers. Finally, we can rely on high-performance numerical
490 models to access the information missing from observations and significantly improve the
491 estimates of global models (TPXO here). The Guinea Bissau example can therefore be used
492 in other remote and poorly sampled regions of the world, and contribute to the understanding
493 of coastal dynamics as a whole.

494 **Acknowledgements**

495 This article was written within the framework of the EU funded project “Mangroves,
496 mangrove rice and mangrove people: sustainably improving rice production, ecosystems
497 and livelihoods” (Grant Contract FOOD/2019/412-700).

498 **References**

- 499 Anthony, E., 2006. The muddy tropical coast of west africa from sierra leone to guinea-bissau: geological
500 heritage, geomorphology and sediment dynamics. *Africa Geoscience Review* 13, 227–237.
- 501 Berrit, G.R., Rebert, J.P., Boelly, T., Marchal, E., Domain, F., Pianet, R., 1977. Le milieu marin de la
502 Guinée Bissau et ses ressources vivantes : le point des connaissances. Technical Report. Paris.
- 503 Birol, F., Fuller, N., Lyard, F., Cancet, M., Niño, F., Delebecque, C., Fleury, S., Toubanc, F., Melet, A.,
504 Saraceno, M., Léger, F., 2017. Coastal applications from nadir altimetry: Example of the x-track regional
505 products. *Advances in Space Research* 59, 936–953. doi:<https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.11.005>.
- 506 Blaas, M., Dong, C., Marchesiello, P., McWilliams, J.C., Stolzenbach, K.D., 2007. Sediment-transport
507 modeling on southern californian shelves: A roms case study. *Continental shelf research* 27, 832–853.
- 508 Capet, X.J., Marchesiello, P., McWilliams, J.C., 2004. Upwelling response to coastal wind profiles. *Geo-*
509 *physical Research Letters* 31, L13311.
- 510 Clarke, A.J., Battisti, D.S., 1981. The effect of continental shelves on tides. *Deep Sea Research Part A.*
511 *Oceanographic Research Papers* 28, 665–682.
- 512 Cleveringa, J., Oost, A., 1999. The fractal geometry of tidal-channel systems in the dutch wadden sea.
513 *Geologie en Mijnbouw* 78, 21–30.
- 514 Das, P., Marchesiello, P., Middleton, J.H., 2000. Numerical modelling of tide-induced residual circulation
515 in sydney harbour. *Marine and Freshwater Research* 51, 97–112.
- 516 Debreu, L., Marchesiello, P., Penven, P., Cambon, G., 2012. Two-way nesting in split-explicit ocean models:
517 Algorithms, implementation and validation. *Ocean Modelling* 49–50, 1 – 21.
- 518 Descroix, L., Sané, Y., Thior, M., Manga, S.P., Ba, B.D., Mingou, J., Mendy, V., Coly, S., Dièye, A.,
519 Badiane, A., Senghor, M.J., Diedhiou, A.B., Sow, D., Bouaita, Y., Soumaré, S., Diop, A., Faty, B., Sow,
520 B.A., Machu, E., Montoroi, J.P., Andrieu, J., Vandervaere, J.P., 2020. Inverse estuaries in west africa:
521 Evidence of the rainfall recovery? *Water* 12.
- 522 DICAT, 2011. Exploitation of tidal energy in Guinea-Bissau. Technical Report. URL:
523 <http://www.ps76.org/public/uploads/13/Descrizion>.
- 524 Diop, S., Fabres, J., Pravettoni, R., Barousseau, J.P., Descamps, C., Ducrotoy, J.P., 2014. The Western and
525 Central Africa Land–Sea Interface: A Vulnerable, Threatened, and Important Coastal Zone Within a
526 Changing Environment. Springer International Publishing, Cham. pp. 1–8.
- 527 Dronkers, J., 1986. Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Netherlands Journal of Sea Research* 20,
528 117–131.
- 529 Egbert, G.D., Erofeeva, S.Y., 2002. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmo-*
530 *spheric and Oceanic Technology* 19, 183–204.
- 531 Friedrichs, C., Aubrey, D., 1988. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis.

532 Estuarine, Coastal and Shelf Science 27, 521–545.

533 Gallo, M.N., Vinzon, S.B., 2005. Generation of overtides and compound tides in amazon estuary. *Ocean*
534 *Dynamics* 55, 441–448.

535 Granadeiro, J.P., Belo, J., Henriques, M., Catalão, J., Catry, T., 2021. Using sentinel-2 images to estimate
536 topography, tidal-stage lags and exposure periods over large intertidal areas. *Remote Sensing* 13, 320.

537 Guo, L., Wang, Z.B., Townend, I., He, Q., 2019. Quantification of tidal asymmetry and its nonstationary
538 variations. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 124, 773–787.

539 Guo, L., van der Wegen, M., Roelvink, J.A., He, Q., 2014. The role of river flow and tidal asymmetry on
540 1-d estuarine morphodynamics. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119, 2315–2334.

541 Henry, R.F., Foreman, M.G.G., 2001. A representation of tidal currents based on energy flux. *Marine*
542 *Geodesy* 24, 139–152.

543 Large, W.G., McWilliams, J.C., Doney, S.C., 1994. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a
544 nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics* 32, 363–403.

545 Li, C., O'Donnell, J., 1997. Tidally driven residual circulation in shallow estuaries with lateral depth
546 variation. *Journal of Geophysical Research* 1022, 27915–27930.

547 Li, C., O'Donnell, J., 2005. The effect of channel length on the residual circulation in tidally dominated
548 channels. *Journal of Physical Oceanography* 35, 1826 – 1840.

549 Lu, S., Tong, C., Lee, D.Y., Zheng, J., Shen, J., Zhang, W., Yan, Y., 2015. Propagation of tidal waves up
550 in yangtze estuary during the dry season. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 120, 6445–6473.

551 Marchesiello, P., McWilliams, J.C., Shchepetkin, A., 2001. Open boundary conditions for long-term inte-
552 gration of regional oceanic models. *Ocean modelling* 3, 1–20.

553 Maximenko, N., Hafner, J., Niiler, P., 2012. Pathways of marine debris derived from trajectories of lagrangian
554 drifters. *Marine pollution bulletin* 65, 51–62.

555 Monsen, N., Cloern, J., Lucas, L., Monismith, S., 2002. A comment on the use of flushing time, residence
556 time, and age as transport time scales. *Limnology and Oceanography* 47, 1545–1553.

557 Montaña, M.M., Suanda, S.H., de Souza, J.M.A.C., 2023. Modelled coastal circulation and lagrangian
558 statistics from a large coastal embayment: The case of bay of plenty, aotearoa new zealand. *Estuarine,*
559 *Coastal and Shelf Science* 281, 108212.

560 Munk, W., 1997. Once again: once again—tidal friction. *Progress in Oceanography* 40, 7–35. *Tidal Science*
561 *In Honour of David E. Cartwright.*

562 Nguyen, N.M., Marchesiello, P., Lyard, F., Ouillon, S., Cambon, G., Allain, D., Dinh, V.U., 2014. Tidal
563 characteristics of the gulf of tonkin. *Continental Shelf Research* 91, 37–56.

564 Pandey, S., Byerlee, D., Dawe, D., Dobermann, A., Mohanty, S., Rozelle, S., Hardy, B., 2010. Rice in
565 the global economy: strategic research and policy issues for food security. *International Rice Research*

566 Institute (IRRI), Los Baños (Philippines) .

567 Parker, B.B., 1984. Frictional effects on the tidal dynamics of a shallow estuary (PhD Thesis. The Johns
568 Hopkins University.

569 Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates
570 in matlab using t_tide. *Computers and Geosciences* 28, 929–937. doi:[https://doi.org/10.1016/S0098-
571 3004\(02\)00013-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00013-4).

572 Peliz, A., Marchesiello, P., Dubert, J., Marta-Almeida, M., Roy, C., Queiroga, H., 2007. A study of crab
573 larvae dispersal on the western iberian shelf: Physical processes. *Journal of Marine Systems* 68, 215–236.

574 Pennober, G., 2003. Dynamique littorale d'un delta estuarien : les bijagos (guinée-bissau). *Cahiers Nantais*
575 59, 139–148. doi:10.3406/canan.2003.1088. included in a thematic issue : Comprendre et gérer la nature
576 littorale.

577 Penven, P., Marchesiello, P., Debreu, L., Lefèvre, J., 2008. Software tools for pre- and post-processing of
578 oceanic regional simulations. *Environmental Modelling and Software* 23, 660 – 662.

579 Politikos, D., Tsiaras, K., Papatheodorou, G., Anastasopoulou, A., 2020. Modeling of floating marine litter
580 originated from the eastern ionian sea: Transport, residence time and connectivity. *Marine Pollution*
581 *Bulletin* 150, 110727.

582 Pritchard, D.W., 1958. The equations of mass continuity and salt continuity in estuaries. *Journal of Marine*
583 *Research* 17, 412–423.

584 Rabinovich, A.B., 2009. Seiches and harbor oscillations. pp. 193–236.

585 Rayson, M., Gross, E., Hetland, R., Fringer, O., 2016. Time scales in galveston bay: An unsteady estuary.
586 *Journal of Geophysical Research: Oceans* 121, n/a–n/a.

587 van Rijn, L., 2011. Analytical and numerical analysis of tides and salinities in estuaries; part i: tidal wave
588 propagation in convergent estuaries. *Ocean Dynamics* 61, 1719–1741.

589 Roblou, L., Lamouroux, J., Bouffard, J., Lyard, F., Le Hénaff, M., Lombard, A., Marsaleix, P., De Mey, P.,
590 Birol, F., 2011. Post-processing altimeter data towards coastal applications and integration into coastal
591 models. *Coastal altimetry* , 217–246.

592 Shchepetkin, A.F., McWilliams, J.C., 2005. The regional oceanic modeling system (roms): a split-explicit,
593 free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling* 9, 347–404.

594 Soufflet, Y., Marchesiello, P., Lemarié, F., Jouanno, J., Capet, X., Debreu, L., Benshila, R., 2016. On
595 effective resolution in ocean models. *Ocean Modelling* 98, 36–50.

596 Sousa, J., Luz, A., 2018. ‘the tides rhyme with the moon’: The impacts of knowledge transmission and
597 strong spring tides on rice farming in guinea-bissau. *Human Ecology* 46, 147–157.

598 Speer, P., Aubrey, D., 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems part
599 ii: Theory. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 21, 207–224.

600 Taylor, G.I., 1922. Tidal oscillations in gulfs and rectangular basins. *Proceedings of the London Mathemat-*
601 *ical Society* s2-20, 148–181.

602 Temudo, M., Cabral, A., Reis, P., 2022. The sea swallowed our houses and rice fields: The vulnerability to
603 climate change of coastal people in guinea-bissau, west africa. *Human Ecology* 50, 835–850.

604 Webb, D., 1976. A model of continental-shelf resonances. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*
605 23, 1–15.

606 Wright, L.D., 1982. *Estuarine delta*. Springer US, New York, NY. pp. 398–398.

607 Yoon, J.H., Kawano, S., Igawa, S., 2010. Modeling of marine litter drift and beaching in the japan sea.
608 *Marine Pollution Bulletin* 60, 448–463.

609 Zimmerman, J.T.F., 1981. Dynamics, diffusion and geomorphological significance of tidal residual eddies.
610 *Nature* 290, 549–555.

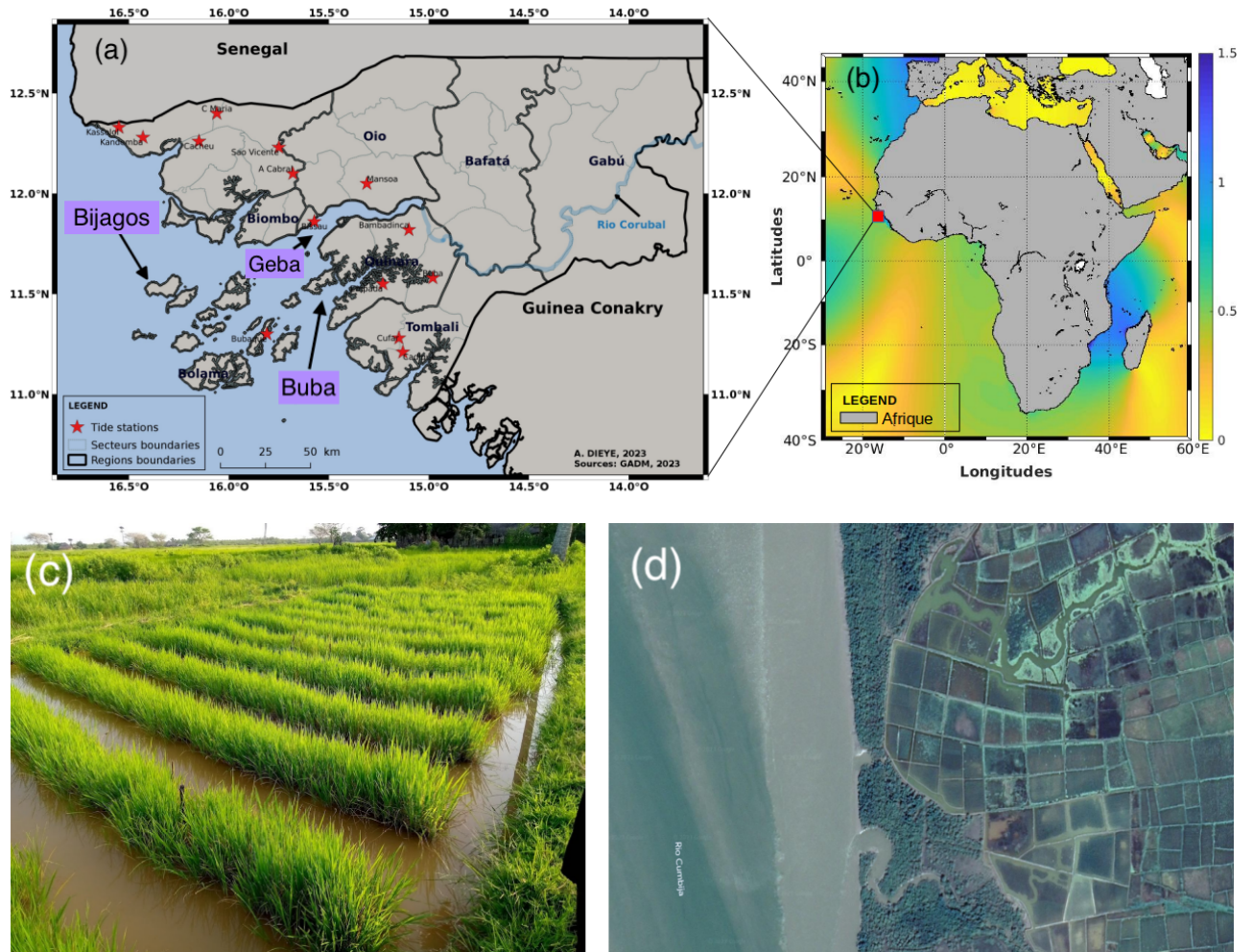


Figure 1: Location of Guinea-Bissau in West Africa (top panels), with TPXO M2 tidal amplitude shown in color on the right, and the recently deployed tide gauge station network on the left (red stars); lower panels show photos illustrating mangrove rice fields (bottom left) and the configuration of these inland fields in relation to mangrove forests and mudflats on the shores of Guinea-Bissau estuaries (bottom right).

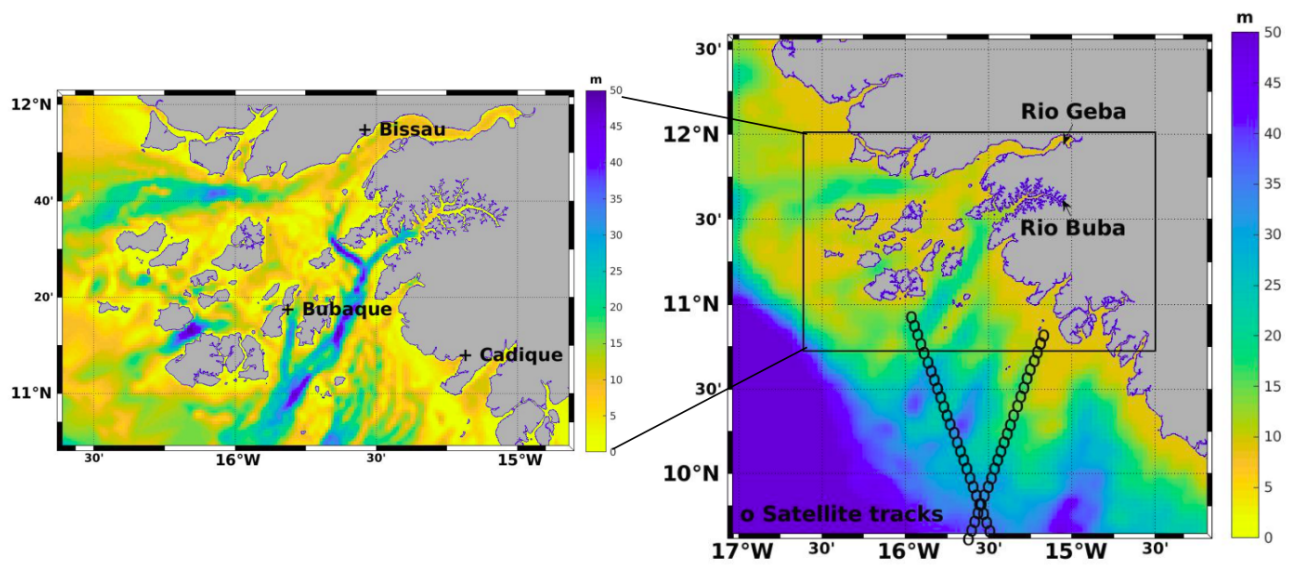


Figure 2: C-MAP bathymetry interpolated into the two nested grids used in this study. The right panel shows the parent grid that covers the entire Guinea-Bissau coast with a resolution of 3 km, also indicating the two satellite tracks of TOPEX/POSEIDON in the region. On the left, the child grid with 1 km resolution covers the main estuaries and the Bijagos Archipelago, and the tide gauge stations used for model calibration are shown.

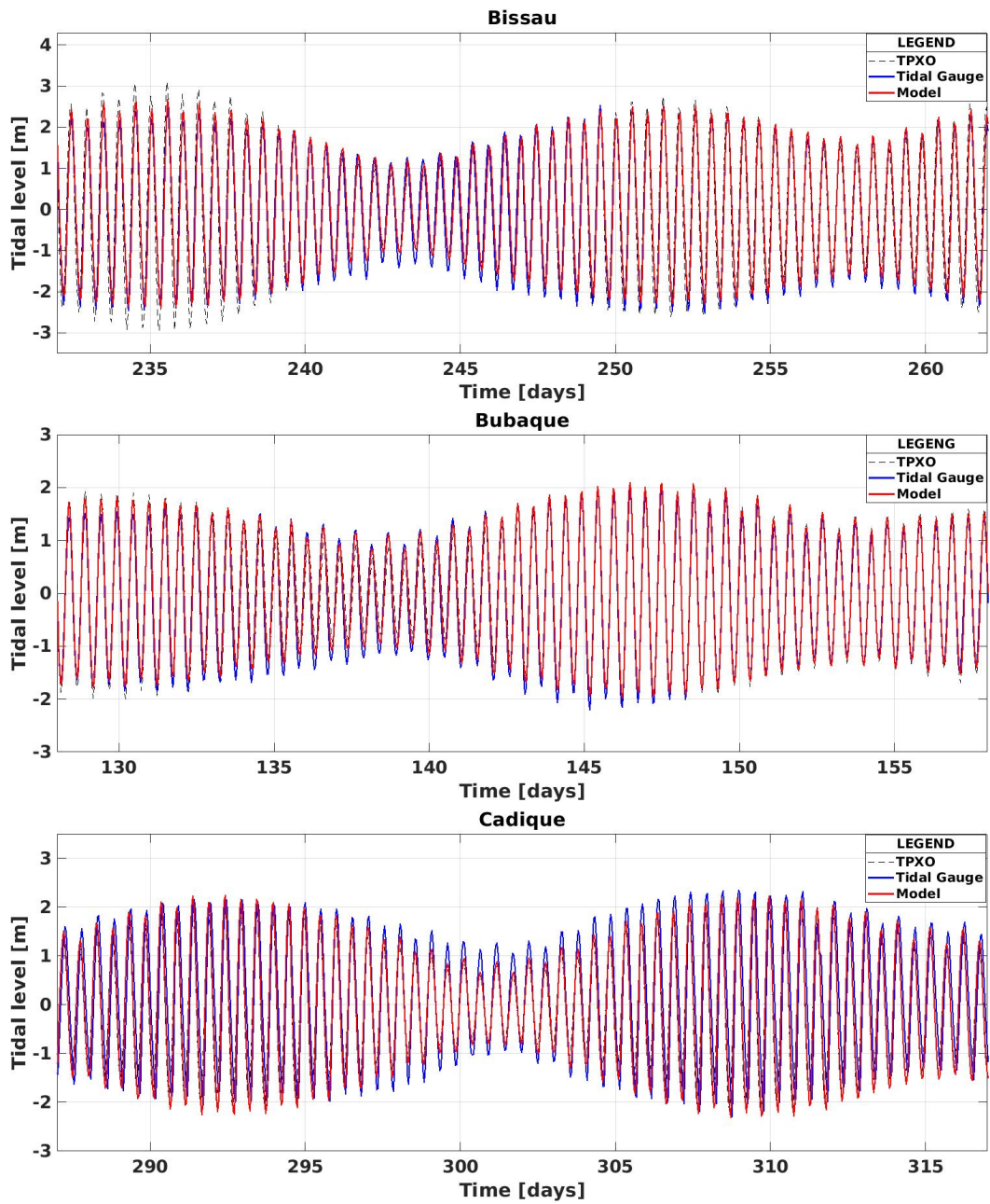


Figure 3: Tidal water level time series at Bissau (september 2021), Bubaque (may-june 2021) and Cadique (october-november 2021)

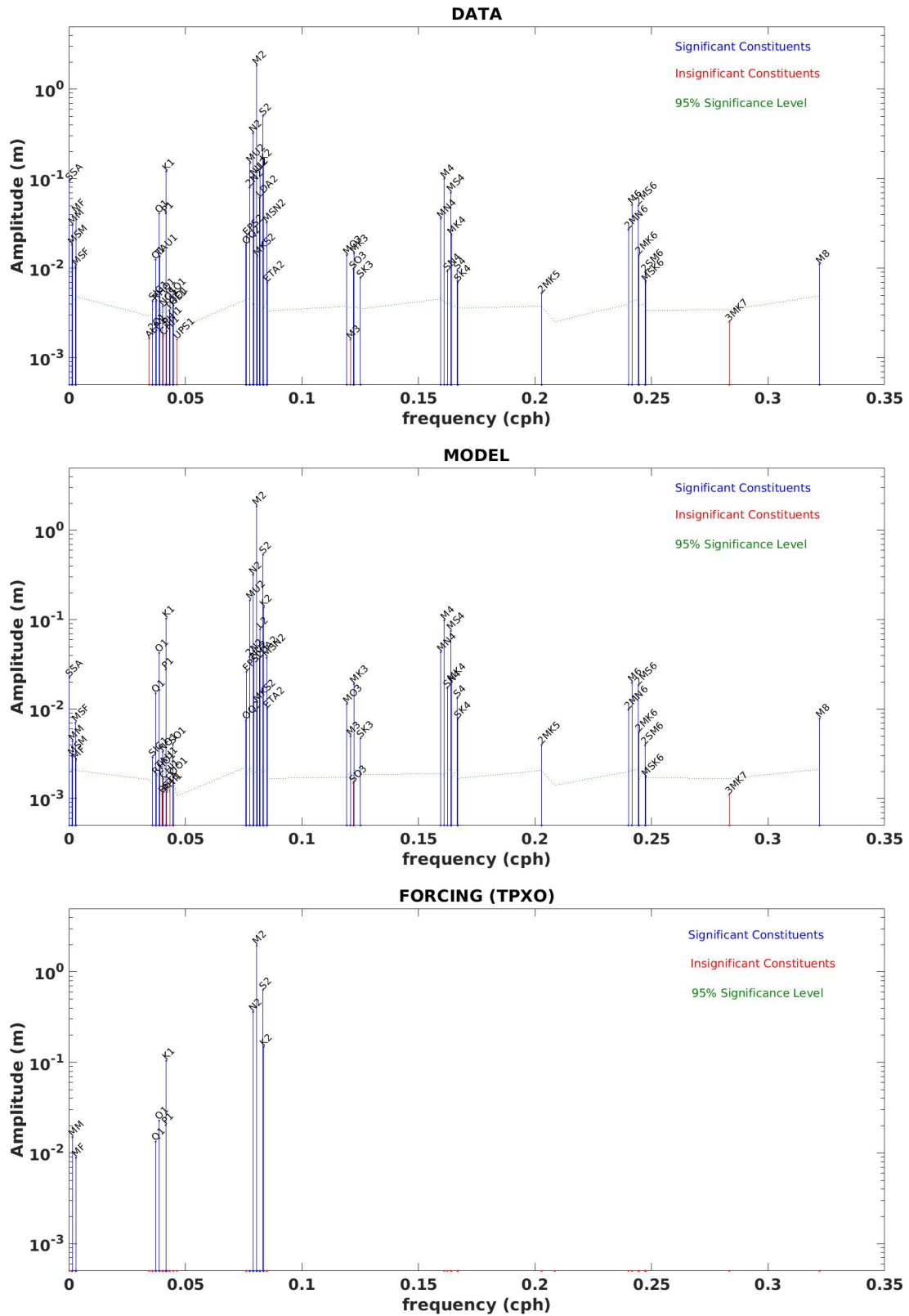


Figure 4: Tidal harmonic analysis of the Bissau tide gauge data (top), model solution (center) and TPXO9 (bottom) at the tide gauge location.

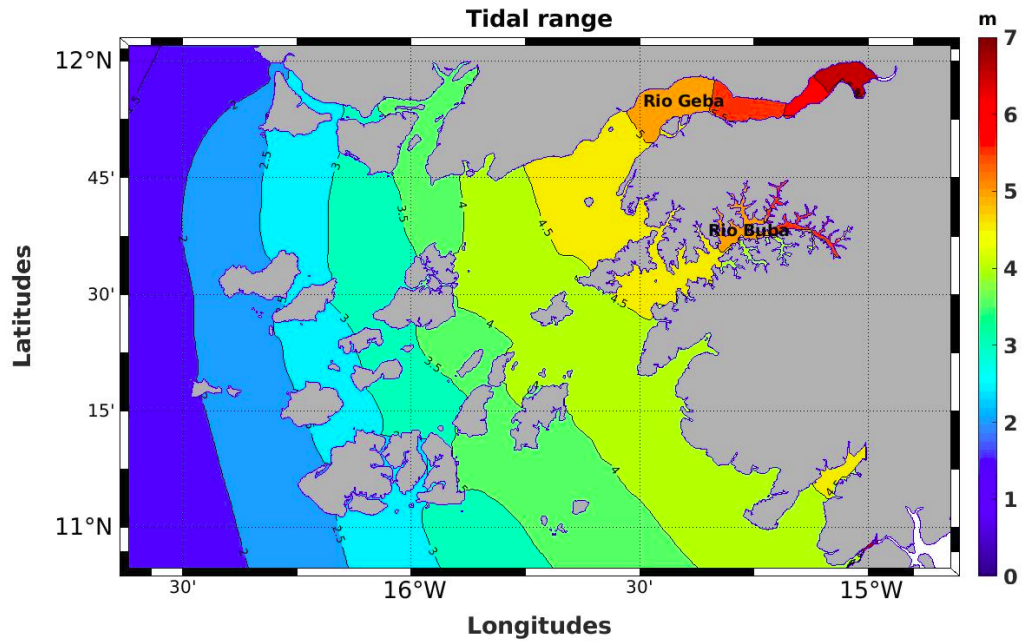


Figure 5: Tidal range (m) given by CROCO in Guinea Bissau



Figure 6: Photos illustrating the tidal range at the Buba pontoon: low tide (left) and high tide (right).

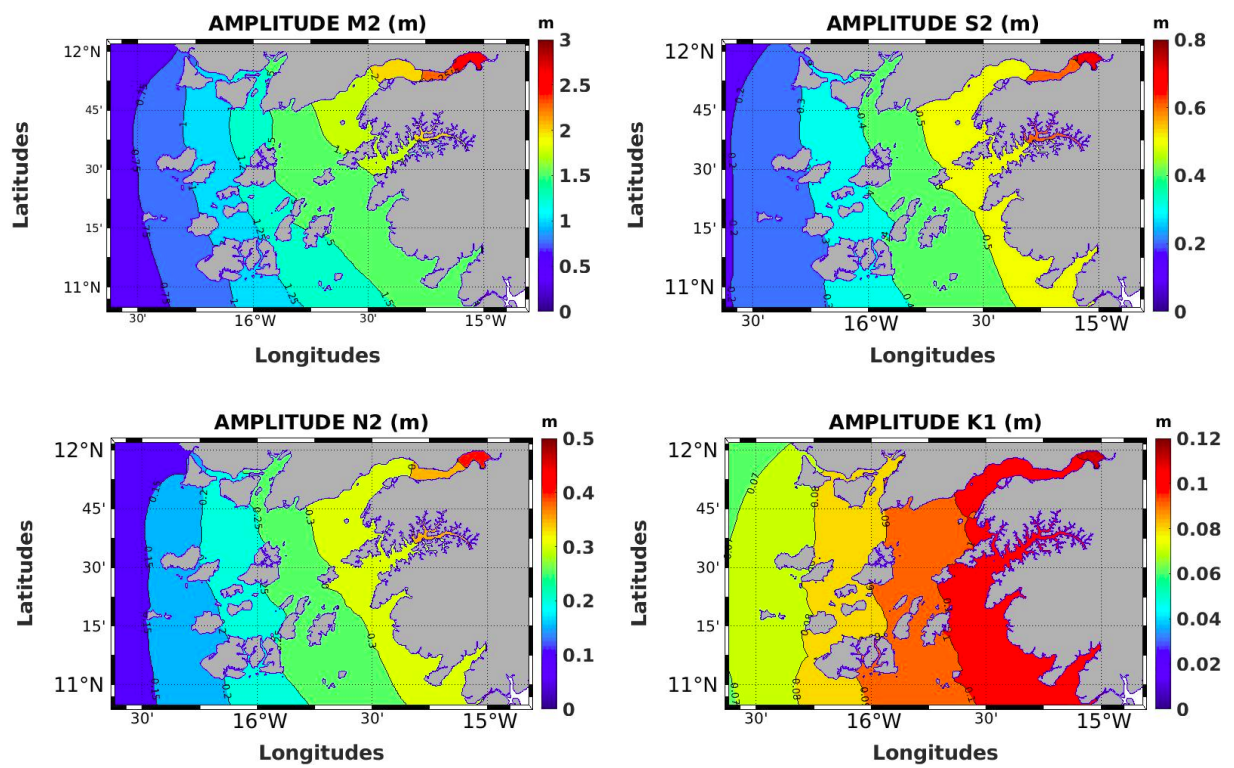


Figure 7: Amplitude maps (m) of the main tidal constituents (M2, S2, N2 and K1) in the coastal Guinea-Bissau area. Note that each constituent is represented by a different colorbar.

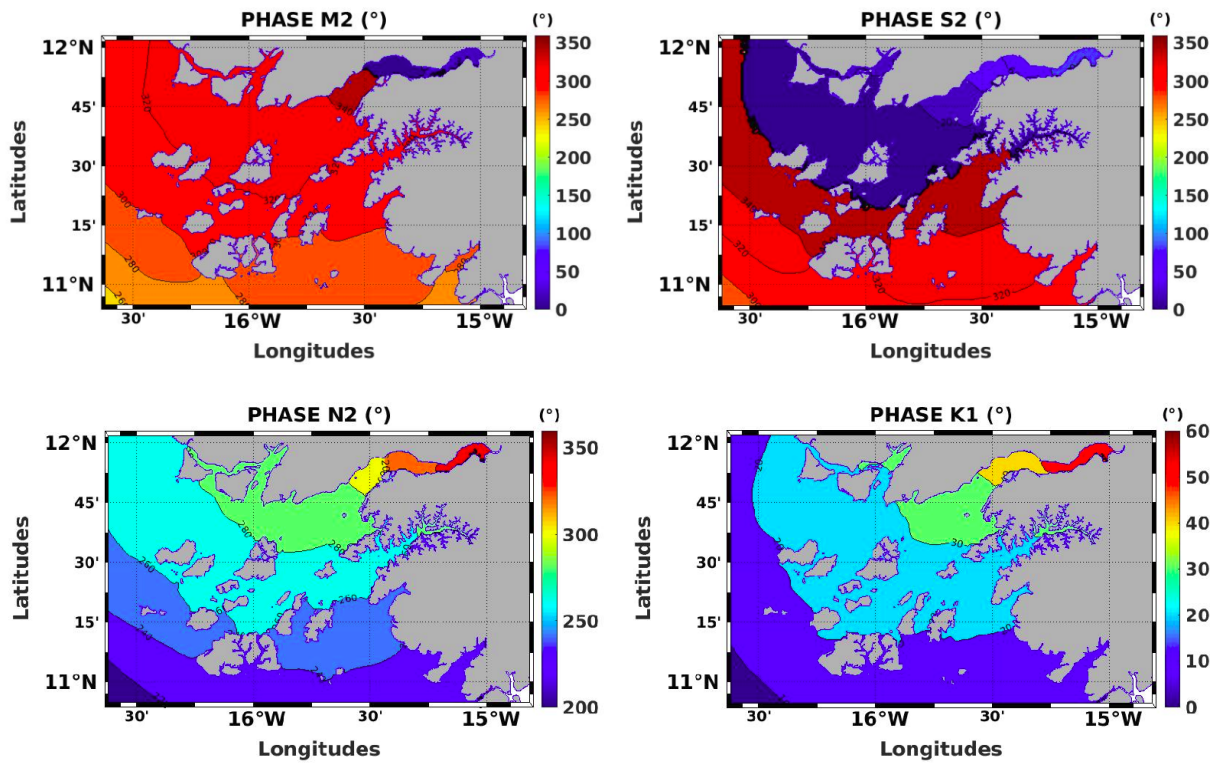


Figure 8: Phase maps (degree) of the main tidal constituents (M2, S2, N2 and K1) in the coastal Guinea-Bissau area. Note that each constituent is represented by a different colorbar.

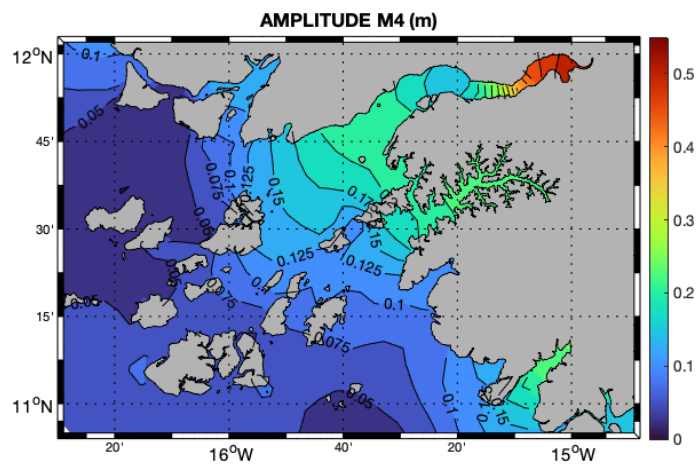


Figure 9: Amplitude of overtide M4 and compound tide MS4. Note the similar spatial pattern but lower maximum amplitude of MS4 compared to M4.

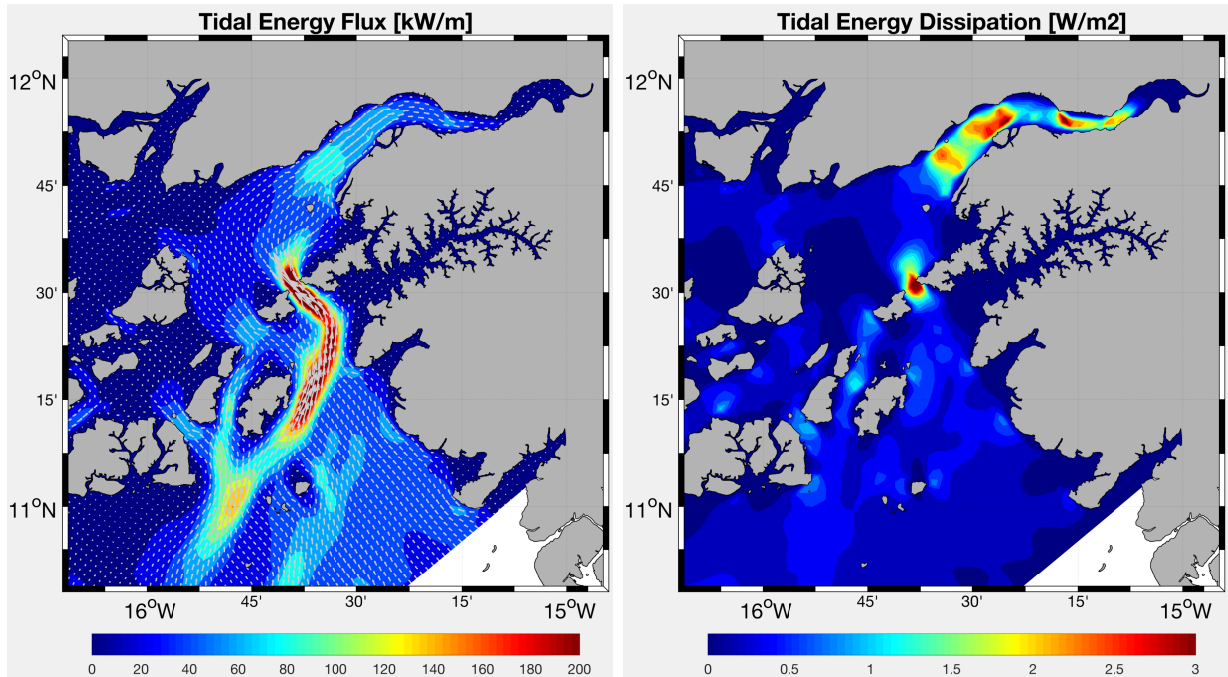


Figure 10: (a) Tidal energy flux (kW/m) and (b) Tidal dissipation (W/m²).

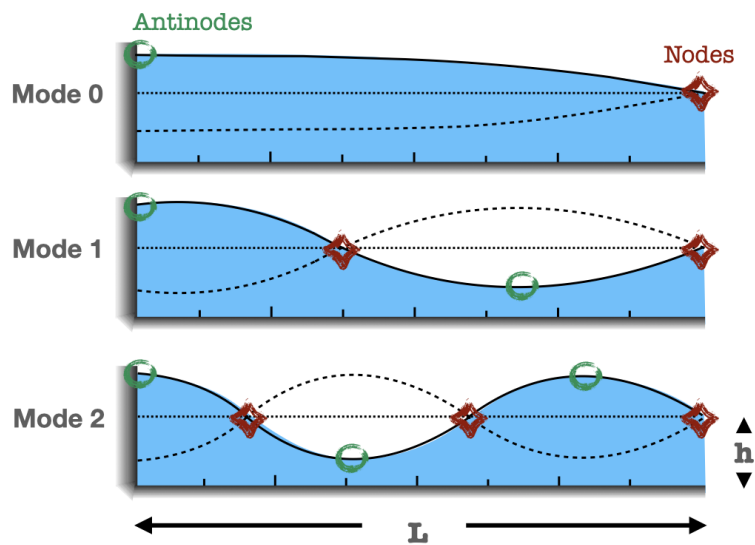


Figure 11: Schematic view of the first three resonance modes in an open-ended rectangular basin of uniform depth, with Eigen periods $T_0 = 4L/\sqrt{gh}$, $T_1 = 1.33L/\sqrt{gh}$, $T_2 = 0.8L/\sqrt{gh}$; and wavelengths $L_0 = 4L$, $L_1 = 1.33L$, $L_2 = 0.8L$ (e.g., Rabinovich 2009).

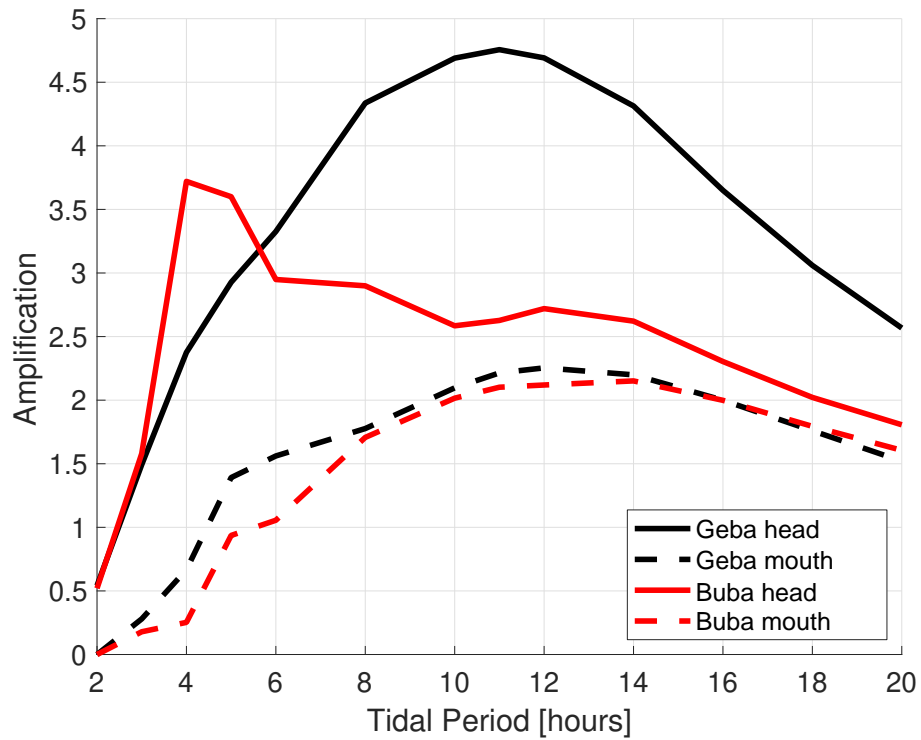


Figure 12: Resonance index (Amplification factor) presented as the amplitude ratio between coastal and off-shore amplitudes for different tidal periods (but same amplitude and phase forcing at the model boundaries). The coastal sites are either at the head or mouth of the Geba estuary (black curves) and Buba estuary (red curves). A first amplification occurs on the shelf, between the offshore site and the mouth areas (dashed curves), and a second in the estuaries (solid curves).

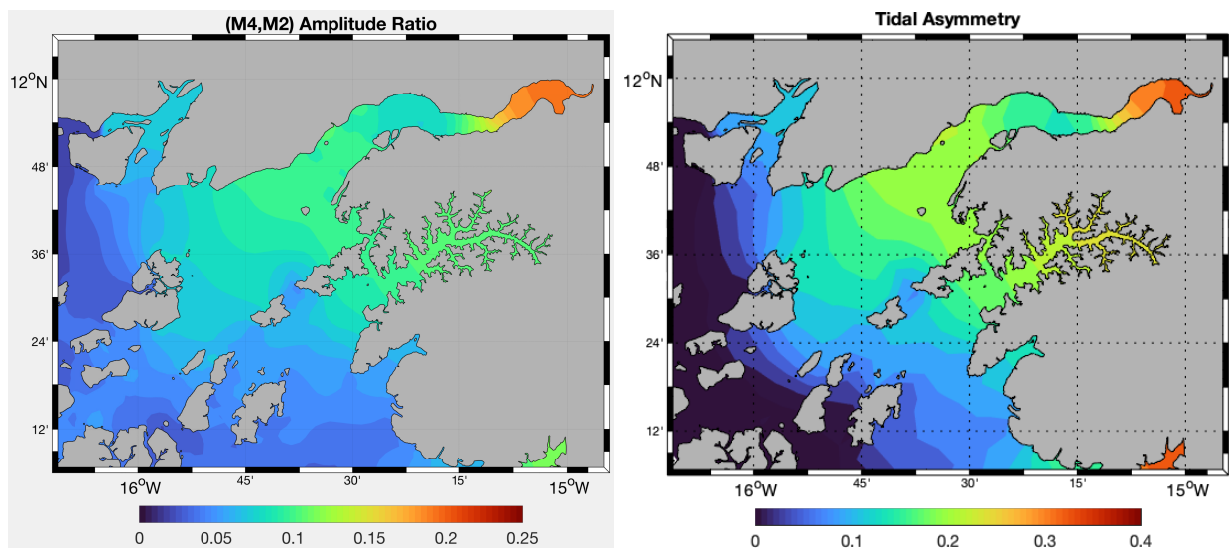


Figure 13: Indicators of tidal elevation asymmetry from : a) M4/M2 amplitude ratio; b) relative tidal "saw-tooth" asymmetry (asymmetry about the vertical axis); In all cases, high positive values indicate flood-dominated tides.

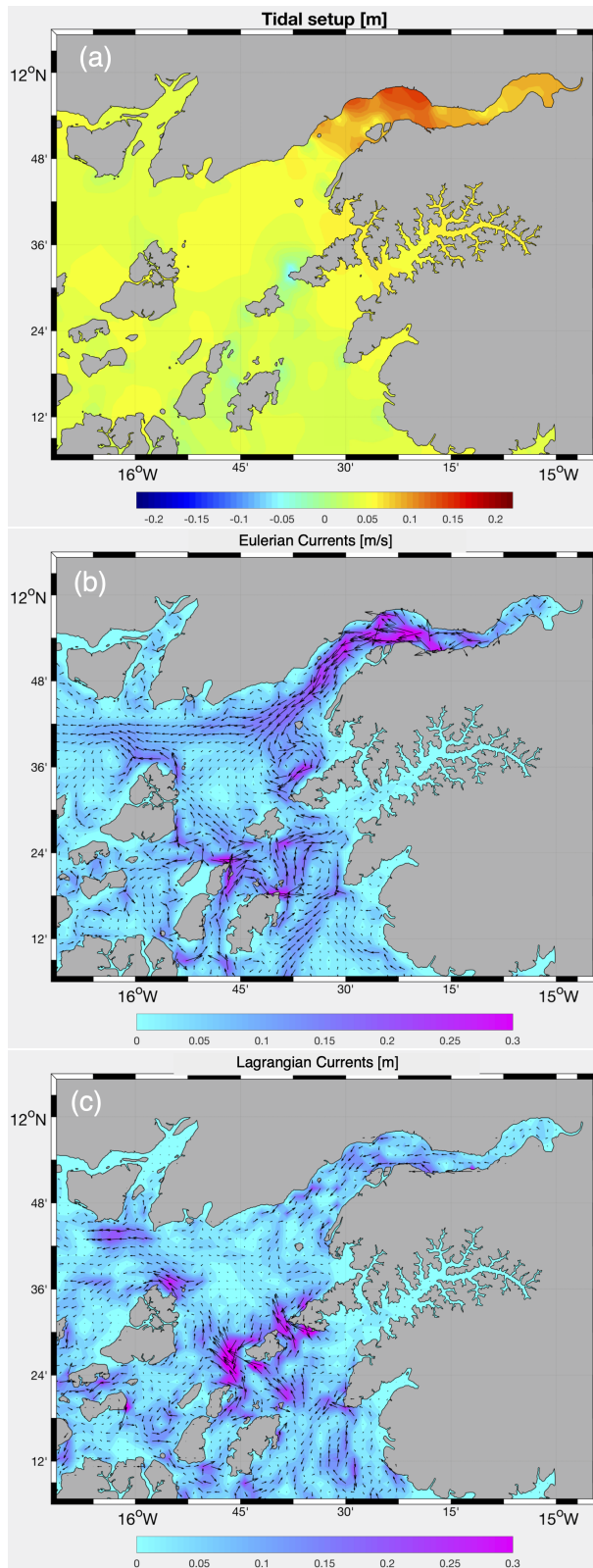


Figure 14: Tidal residuals in Guinea Bissau. a) setup estimated by the mean sea level of tide-only simulation; b) Residual Eulerian currents [m/s]; c) Residual Lagrangian currents [m/s].

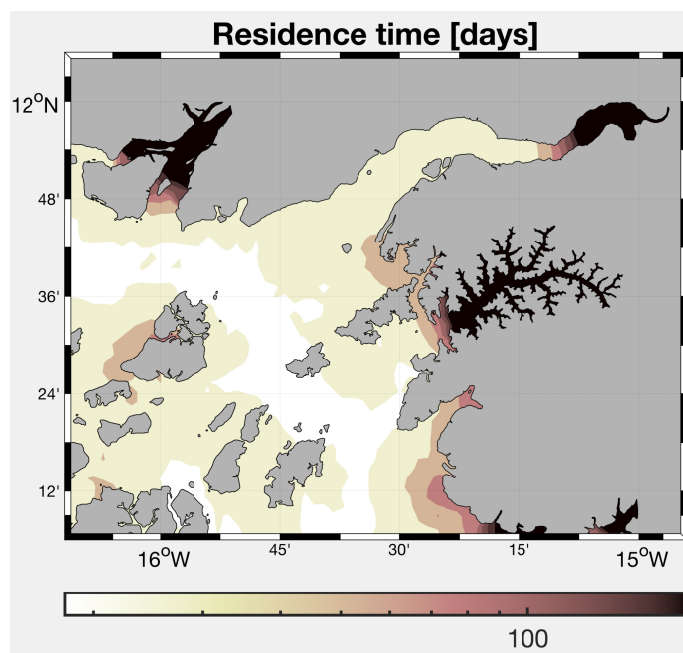


Figure 15: Lagrangian residence time (days in log scale) for tidal circulation in Guinea Bissau.

Chapter 4

Réseau de Mesure et Système d'Alerte Précoce (SAP)

Dans ce chapitre, nous décrivons le réseau de marégraphes du projet Malmon DeSIRA en Guinée Bissau et son processus d'implémentation. Ces marégraphes ont contribué à la validation du modèle de marée (Chapitre 3) et à l'élaboration d'un premier système d'alerte précoce. Nous faisons également un retour d'expérience sur les difficultés rencontrées, sur l'instrumentation et sur le système de suivi mis en place pour la sécurisation des appareils et la pérennisation du réseau.

4.1 Description du réseau de marégraphes du projet Malmon DeSIRA

Dans le cadre du projet Malmon DeSIRA "Mangrove, riz de mangrove: améliorer durablement la production de riz, les écosystèmes de mangrove et les moyens de subsistance des populations en Guinée Bissau" financé par la Commission européenne (Contrat de financement FOOD/2019/412-700), 15 stations de données ont été acquises pour les besoins de la thèse (voir tableau 4.1 et figure 4.1). Sur cet ensemble, 14 stations ont été installées dans les estuaires et la dernière dans l'archipel des Bijagos sur l'île Bubaque. Les instruments installés sur chaque station sont destinés à suivre le niveau de la mer (marégraphes), la température et la conductivité (salinité) de l'eau dans les estuaires et dans les îles. Les marégraphes sont presque tous de la marque OTT et sont principalement de deux types de technologies : radar et capteur de pression. Les radars sont des OTT RLS (dont un à télé-transmission à Bubaque) et les capteurs de pression (ainsi que de température et conductivité pour certains) sont des OTT Ecolog 800 (à télé-transmission), OTT Orpheus mini, OTT CTD et CTD RBR Virtuoso.

Ainsi, entre novembre 2020 et décembre 2024 plusieurs missions ont été menées en Guinée-Bissau, consistant à : (1) faire la demande d'autorisation d'installation des appareils, (2) effectuer l'installation des appareils (3) assurer le suivi (incluant la formation des techniciens des différents services concernés du pays sur la collecte et la transmission de données et sur la prise en charge de maintenances mineures sur les appareils).

La déploiement de ce réseau de mesure, effectué entre mars 2021 et juin 2023, constitue mon travail de terrain et d'instrumentation pour la thèse. Ils ont contribué à la validation du modèle océanique régional CROCO sur la Guinée Bissau et à la mise en place d'un système d'alerte précoce. L'implémentation du réseau s'est faite avec la collaboration de plusieurs services du pays à savoir les techniciens de L'IBAP (Instituto da Biodiversidade e das Àreas Protegidas), les services hydrologiques et météorologiques, mais aussi les autorités de l'IMP (Instituto Maritimo Portuario) et celles du Ministère des Transports puisque les stations ont toutes été installées sur des infrastructures existantes : ponts, pontons et quais.

TABLE 4.1: Tableau récapitulatif des types d'appareil installés et des paramètres mesurés.

Types	nombres	salinité	Niveau d'eau	température	conductivité
OTT RLS	6	-	OK	-	-
OTT Orpheus Mini	3	-	OK	OK	-
OTT Ecolog 800	3	OK	OK	OK	OK
OTT CTD	2	-	OK	OK	OK
RBR Virtuoso	1	-	OK	OK	OK

4.2 Implantation du réseau

4.2.1 Prise de contact et demande d'autorisation d'installation des instruments

Les démarches de demande d'autorisation de pose des instruments ont été longues en Guinée Bissau. Elles ont commencé en novembre 2020 et nous n'avons pu poser notre premier appareil qu'en début mars 2021. À cet effet, plusieurs rencontres ont été faites avec les services concernés à savoir le Ministère des Transports, la CIPA, Le Recteur de l'Université Lusophone de Guinée (ULG), l'Instituto Maritimo Portuario, Météorologie Nationale, le service hydrologique national, IBAP etc. Au niveau local, nous avons

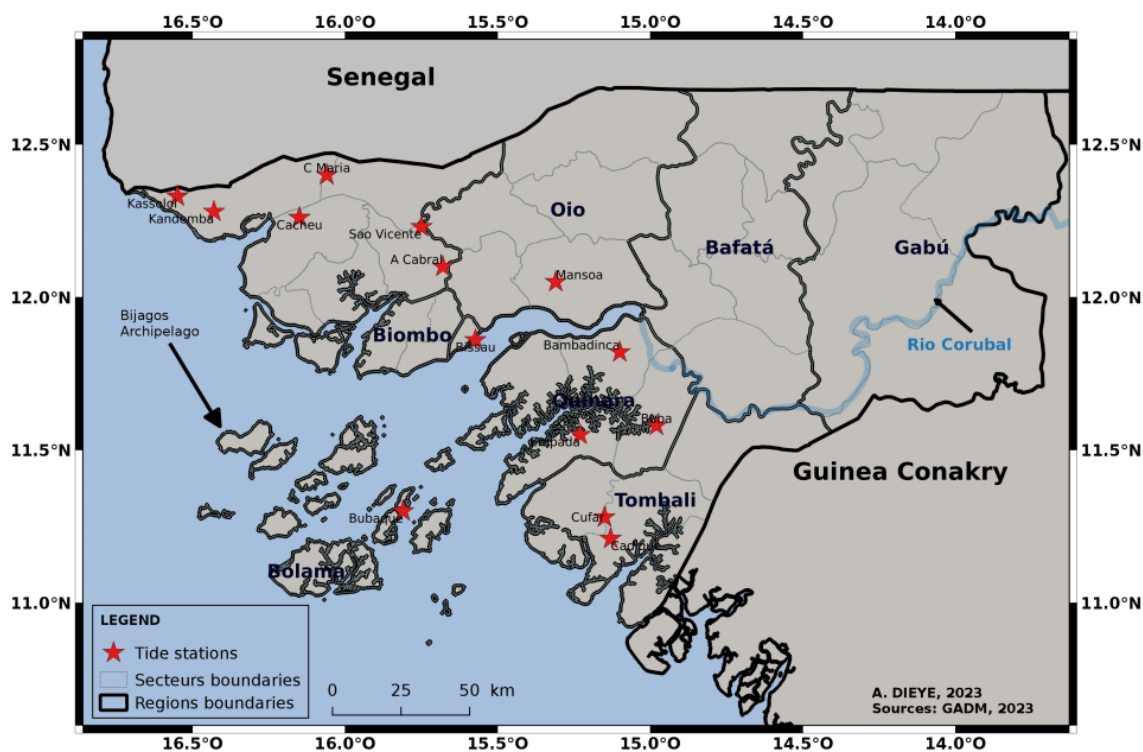


FIGURE 4.1: Localisation des stations de marégraphes installées dans le cadre de la thèse en Guinée Bissau

également cherché à avoir l'approbation des chefs traditionnels (appelé "regho", signifiant roi en créole de Guinée-Bissau, la langue nationale du pays issue du portugais) et des autorités militaires dans les sites où les stations sont situées près d'un camp militaire (pont Sao Vicente et pont Amilcar Cabral). Toutes les institutions étaient favorables au projet mais avaient néanmoins émis quelques exigences qui ont retardé la procédure: (1) elles souhaitent qu'un partenariat institutionnel soit établi avec le projet pour la formation de leurs techniciens et la prise en charge des perdiems par le projet; (2) que les données leurs soient accessibles; (3) que les notices des appareils soient traduites en portugais (langue officielle du pays, mais moins parlée que le créole); (4) et qu'il y ait des protocoles de collecte et de transmission des données en portugais. Le choix des sites des stations a été par la suite fait avec l'appui de ces institutions qui ont également activement participé à l'installation des appareils.

4.2.2 Réunions d'information préalable à l'installation

Comme nous n'étions pas en mesure d'assurer une surveillance permanente des installations, et que la plupart d'entre elles étaient prévues sur des ponts, des pontons et des quais, autrement dit sur des infrastructures publiques accessibles et très fréquentées, nous avons jugé nécessaire d'effectuer préalablement à la pose des instruments des

réunions d'information et de sensibilisation. Ainsi, de nombreuses rencontres ont été faites dès le début de l'année 2021 avec les partenaires scientifiques et administratifs mais également avec les autorités locales et traditionnelles sur l'intérêt de ces installations et de l'entretien du réseau qui est appelé à perdurer pour le bénéfice de l'état, des services et des populations de la Guinée Bissau.

Au cours de ces réunions, les acteurs locaux nous ont suggéré d'installer les stations autant que possible dans des sites non accessibles aux publics ou très peu fréquentés, à cause des risques de vol ou dégradation. Malheureusement, nous n'avons trouvé qu'un seul site (à Bissau) qui répondait à ce critère, où nous avons pu installer la partie transmission (le boîtier contenant le logger, la batterie et le régulateur) dans un local technique du port, fermé à clef en permanence. D'ailleurs, c'est le seul site où nous n'avons jamais eu de problème et où nous avons donc obtenu la plus longue série de mesures.

Ces réunions ont néanmoins été d'un grand secours pour le maintien de certaines stations au nord et au sud du pays, notamment le capteur de pression du ponton de Cacheu et le radar à Cadique, au sud sur le Rio Cumbija, qui n'ont jamais subi de vandalismes. À Cacheu, nous avons contacté les autorités de Guarda Costera et les techniciens de l'IBAP situés à proximité du site avant d'installer la station; et à Cadique, nous avons rencontré l'autorité coutumière (Regho) avec la présence du représentant des riziculteurs et du technicien de l'IBAP du Parc National des Floresta de Cantanhez, qui se sont portés garants de l'installation et de la sécurité des équipements.

4.2.3 Installation des instruments

Le processus d'installation d'une station peut être divisé en trois étapes: le repérage et le choix du site, la configuration et/ou le câblage de l'appareil et l'installation.

4.2.3.1 Repérage et choix du site

Avant d'installer les appareils, nous avons visité les différents sites cibles (principalement repérés grâce à Google Earth et certains indiqués par les techniciens des services concernés) afin d'étudier la faisabilité, les modalités et la logistique à prévoir pour l'opération. Certains sites se sont révélés inadéquats pour accueillir une station, et dans d'autres cas, nous avons dû nous adapter. Par exemple, sur le pont Amilcar Cabral, nous avons installé un Radar au lieu d'un capteur de pression qui y était prévu parce que les piliers du pont sont en fer et nous n'avions pas la logistique nécessaire. À Bissau également, nous avons rencontré les mêmes difficultés.

4.2.3.2 Câblage et configuration

Pour les capteurs de pression de marque OTT, les fiches techniques détaillent très bien comment configurer les appareils. Cependant, pour le radar de marque OTT, la configuration est plus compliquée. Nous avons donc sollicité pour la première fois l'assistance d'un technicien de l'entreprise. Toutefois, des modèles d'installation sont disponibles sur leur site web (www.ott.com) pour certaines applications, qui peuvent être facilement adaptées. Nous avons également dû élaborer un plan de câblage qui a évolué avec le temps, avec l'ajout notamment d'un panneau solaire pour l'autonomisation énergétique de l'installation (Fig. 4.2)

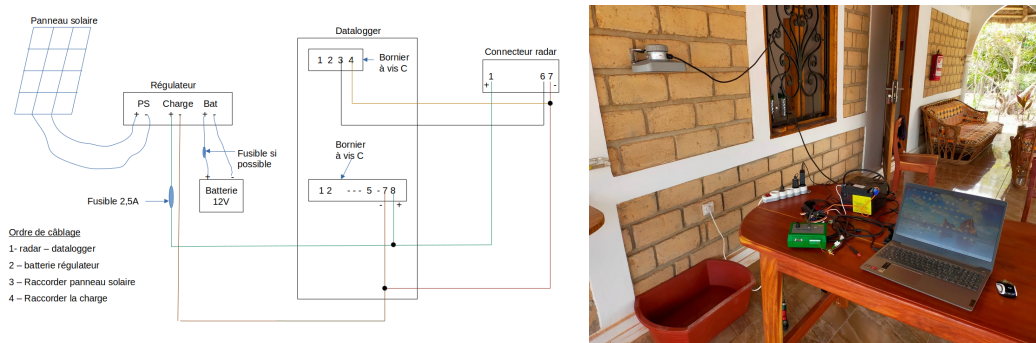


FIGURE 4.2: Plan de câblage avec les panneaux solaires (à gauche) et banc d'essai (à droite)

4.2.3.3 Installation

L'installation des instruments a été faite avec l'appui de techniciens de différents services du pays (IBAP, IMP, et Port de Bissau) et des populations locales (pêcheurs et cultivateurs; voir photos figure 4.3). L'installation d'une station marégraphique prend en moyenne une journée entière et nécessite une boîte à outils bien garnie, généralement un forgeron, une pirogue et un groupe électrogène. L'installation doit également tenir compte des horaires de marée, car sur certains sites, il est impossible d'installer à marée basse, et sur d'autres à marée haute. Par ailleurs, le dispositif ne doit pas être installé à proximité du lieu d'accostage des pirogues, afin d'assurer une bonne qualité des mesures et d'éviter qu'il ne soit heurté accidentellement par ces dernières.

4.3 Soucis de sécurité rencontrés

La figure 4.1 montre l'ensemble du réseau prévu. Cependant, celui-ci n'a jamais été complet puisque, durant le processus d'installation, plusieurs appareils ont été volés, vandalisés ou accidentellement heurtés par une pirogue.

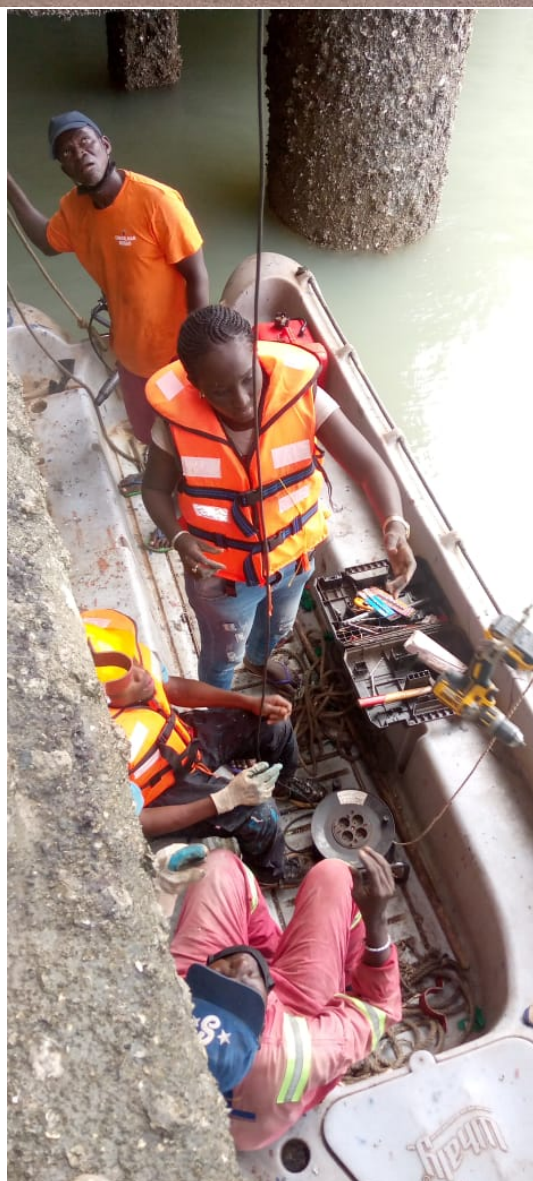


FIGURE 4.3: Installation station marégraphe

À Bubaque, par exemple, dans l'archipel des Bijagos, le capteur de pression qui y était initialement installé a été remplacé par un radar parce que l'instrument avait été heurté par une pirogue. Nous n'avons pas été prévenu de l'incident malgré des contacts sur place. L'instrument est resté longtemps dans l'eau et a fini par devenir irrécupérable (voir photos figure 4.4).

Sur le haut estuaire du Rio Mansoa. Le capteur de pression a bien fonctionné pendant un an puis a été intégralement volé (voir photos figure 4.5).

Sur le pont Amilcar Cabral du Rio Mansoa, nous avons subi d'autres vols. Dans un premier temps, une grande partie de l'installation a été volée (le panneau solaire et le boîtier contenant batterie, régulateur et le logger) à l'exception du radar. Il a été décidé de ré-installer la station, compte tenu de l'importance de cet estuaire. Malheureusement, cette fois-ci, l'instrument a été entièrement volé, y compris le radar (voir photos figure 4.7).

Au nord du pays, près du village Arame, le capteur de pression installé sur le ponton Kandemba a été vandalisé et détruit complètement peu de temps après sa pose. Nous l'avons remplacé par un autre capteur de pression. Cependant, nous avons jugé nécessaire de tenir une réunion avec le chef du village et l'instituteur avant l'installation pour qu'ils sensibilisent la population et les élèves à la présence du capteur sur le pont. Ils ont d'ailleurs promis de faire une annonce à la radio locale. Malgré tout, le nouvel instrument a été intégralement volé peu de temps après son installation (voir photos figure 4.6).

Au sud, sur le ponton de Cufar, situé en amont du Rio Cumbija, notre capteur de pression a subi deux fois de suite des actes de vandalisme mineurs de la part d'enfants qui plongeaient à côté, selon les pêcheurs locaux. Nous avons dû renforcer l'installation et demander à un vieil homme que nous retrouvions là presque tout le temps de veiller sur l'instrument. À Bambadinca, sur le Rio Geba, le radar installé sur place a été vandalisé une semaine après son installation malgré avoir préalablement tenu une grande réunion d'information et de sensibilisation avec les autorités des sept villages autour de Bambadinca. Dans ce cas, nous avons été prévenus rapidement par le chef du village de Finete et nous y sommes retournés pour restaurer la station.

4.3.1 Difficultés techniques

Durant l'implantation du réseau nous avons rencontré quelques difficultés techniques, qui se sont ajoutées à celles décrites précédemment, concernant la sécurité des installations. Sur l'estuaire du Rio Grande Buba par exemple, nous n'avons pas réussi à collecter



FIGURE 4.4: Station de Boubaque (photo à gauche), l'état de l'installation après collision avec une pirogue (photo à droite)



FIGURE 4.5: Station de Mansoa avant vol

une série temporelle pertinente à cause du fort marnage local. Les capteurs de pression installés sur les ponts de Buba et d'Empada ont fonctionné, mais nous avons dû les démonter 6 mois plus tard (en novembre 2021) car, avec un marnage supérieur à 6 m, les capteurs étaient le plus souvent découverts à marée basse. Nous avons tenté de remédier au problème en jouant avec la longueur des tubes mais notre câble de vingt mètres ne suffisait pas (voir photos figure 4.8).

À Sao Vicente, sur le rio Cacheu, on a dû remplacer le capteur de pression qui y était installé par un radar parce qu'il risquait d'être emporté par les courants, très forts à cet

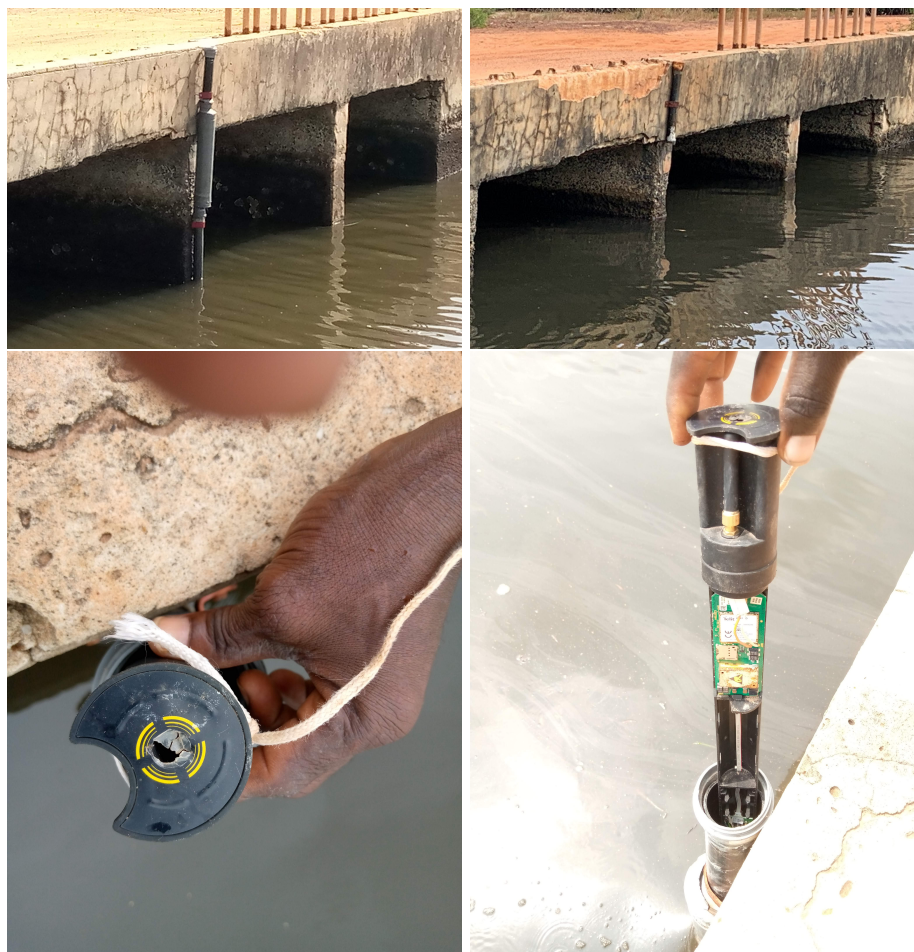


FIGURE 4.6: Station de kandemba avant et après le vol (en haut), après vandalisme (en bas)

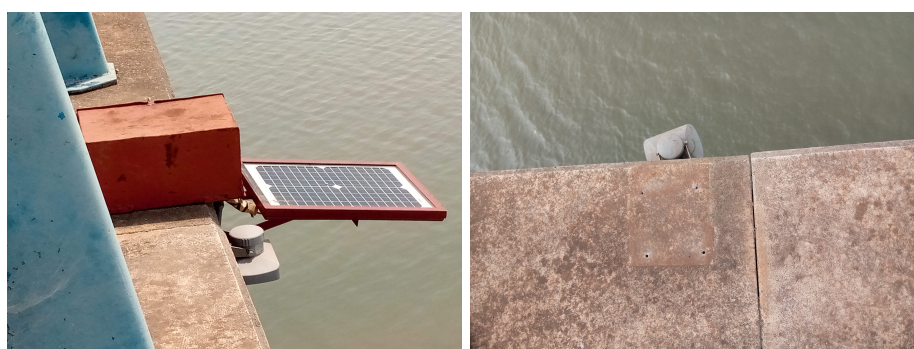


FIGURE 4.7: Station pont Amilcar Cabral avant le premier vol (à gauche) et ce qui reste de l'installation après vol (à droite)

endroit (voir photos figure 4.9).

Nous avons également rencontré des problèmes d'autonomie d'énergie avec les instruments de type radar. Leurs batteries 12V ne tenaient qu'un mois. On a dû installer des panneaux solaires pour les autonomiser. Cela les a rendu d'ailleurs plus vulnérables au vol, puisque les radars n'étaient pas affectés avant l'installation des panneaux. D'autre

part, les batteries de 12 V, que l'on trouve sur le marché local, s'usaient après 6 mois à 1 an d'utilisation et devaient être remplacées régulièrement (voir photo figure 4.10).



FIGURE 4.8: Marée basse à empada (à gauche) et à Buba (à droite)



FIGURE 4.9: Première station du pont Sao Vicente qui risquait d'être emportée par les courants (en haut) et la seconde (en bas)



FIGURE 4.10: État des batteries après une année d'utilisation

4.3.2 Efforts déployés pour la sécurisation des appareils

4.3.2.1 réunions élargies avec les villageois

Le vol du radar du Pont Amilcar Cabral avait donné lieu à d'intenses tractations avec le commandant du poste de la Guarda Nacional do pont, à 125m de l'emplacement choisi, ainsi qu'avec les pêcheurs qui sont installés sous le pont. Ainsi, avant de réinstaller un nouveau radar nous avons jugé nécessaire d'organiser une large concertation avec les pêcheurs, et les autorités de la Guarda Nacional (voir photos). Ces réunions ont abouti à la décision de renforcer les installations. Ainsi il a été décidé:

- L'installation des capteurs près des lieux de débarquements;
- Le positionnement du panneau solaire au bout d'une perche de 2 mètres pour éviter son vandalisme;

- Le doublement du blindage des guérites contenant la batterie, le régulateur et le logger, avec donc deux couches d'acier superposées;
- La pose de trois arceaux à cadenas au lieu d'un seul pour chaque guérite (cadenas français remplaçant les cadenas chinois)
- Et surtout des offrandes (cochon, poulets) ont été faites devant tous les participants pour la protection des instruments (voir section suivante).

Avant d'installer le radar de Bambadinca, sur le Rio Geba, nous avons également organisé une réunion élargie avec les autorités des sept villages autour de Bambadinca, ainsi que les forces de sécurité (Guarda Nacional et police), pêcheurs, transformatrices, et riziculteurs (voir figures 4.11).



FIGURE 4.11: Réunions élargies avec les villageois à Banbadinca et à Joa Landim

4.3.2.2 Mise à contribution des pratiques rituelles et traditionnelles

à Bambadinca, à Joa Landim et à Sao Vicente où des réunions ont été organisées avant la pose des appareils, des sacrifices rituels ont été pratiqués à la demande des autorités

traditionnelles locales et des officiants des religions traditionnelles locales (féticheurs). Dans les trois cas, nous avons offert aux autorités devant témoins les sommes nécessaires à un sacrifice de poulet/cochon suivant les cas, afin d'institutionnaliser la mise sous protection rituelle des instruments. Cela n'a pas empêché le vol par deux fois de l'instrument radar de Joao Landim sur le pont Amilcar Cabral.

4.3.2.3 Mise à contribution des moyens radiophoniques

Avant l'installation des capteurs de pression de Mansoa (Rio Mansoa) et de Kandemba (près du village Arame), nous avons exprimé aux autorités notre souhait de faire une communication radiophonique. Ils ont promis d'accéder à cette requête et de demander aux populations de veiller sur les installations. Malgré cela, les deux instruments ont ensuite été entièrement volés.

4.3.2.4 stratégie de suivi et de pérennisation du réseau

Pour assurer la pérennisation du réseau, nous avons misé sur la formation des techniciens des services qui sont intéressés par ces types d'instruments et les données collectées. Nous avons également encadré un étudiant de l'Université Lusophone de Bissau pour son mémoire de fin d'étude sur ce sujet (voir le mémoire et rapport de stage en annexes du manuscrit). Ces derniers sont désormais capables de prendre en charge les instruments (extraire et transmettre les données mais également assurer les maintenances mineures sur les installations) d'autant plus qu'ils ont activement participé au processus d'installation et de suivi du réseau. Le rapport (en portugais) de l'étudiant en question décrit les caractéristiques, technologies, principes de fonctionnement et instrumentation des appareils du réseau de marégraphe du projet Malmon. De plus, nous avons élaboré des fiches simplifiées en français et en portugais pour faciliter la prise en main et l'utilisation des appareils (voir les photos des fiches simplifiées en annexes du rapport).

4.4 Système d'alerte précoce en Guinée-Bissau

4.4.1 Contexte et Problématiques

L'impact du changement climatique sur les zones côtières et l'océanographie opérationnelle sont deux défis importants de l'océanographie moderne. Cependant, seuls les pays les plus riches proposent des services gouvernementaux de prévisions marines à un niveau

opérationnel [130]. Dans le cadre du projet Malmon DeSIRA "Mangroves, mangrove rice and mangrove people: sustainably improving rice production, ecosystems and livelihoods" en Guinée-Bissau, le développement d'un Système d'Alerte Précoce (SAP) a été proposé pour anticiper les inondations dues aux fortes marées et tempêtes. En effet, la zone côtière de la Guinée-Bissau présente d'importantes zones de faible altitude, qui abritent la majeure partie de la population et de l'activité économique, ce qui les rend vulnérables aux inondations côtières, en particulier durant les marées de vives eaux et les surcotes de tempêtes [30]. Ces inondations entraînent la submersion des digues de protection des rizières, détruisent les récoltes et rendent les terres impropres à l'agriculture pendant plusieurs années (voir les photos du 10 février 2024, prises au cours de la thèse près de Cadique, figure 4.14). Pour anticiper autant que possible ces situations dramatiques, nous avons proposé des prototypes de systèmes de prévision. L'objectif de ces SAP est de mieux évaluer le risque d'inondation quelques jours à l'avance, afin de donner aux agriculteurs le temps de renforcer leurs digues. Deux types de prototype sont en testés actuellement. L'un est basé sur le modèle de marée (décrit dans le chapitre 3), forcé par les marées globales (TPXO) et par les modèles globaux de prévision de la circulation océanique (CMEMS) et atmosphérique (NCEP/NOAA). Le second est un modèle plus simple de prévision des hauteurs d'eau de la marée, construit à partir des harmoniques de marée extraites des données in-situ du réseau de marégraphes décrit précédemment.

4.4.2 Système de prévision basé sur le modèle de marée

Ce système d'alerte précoce est basé sur le modèle de marée (décrit dans le chapitre 3), qui est forcé, comme nous l'avons dit, en plus de la marée issue de TPXO, par des modèles globaux de prévision de l'océan (CMEMS) en conditions aux limites latérales et de l'atmosphère (NCEP/NOAA) pour le forçage de surface du modèle local. Dans ce cas, CROCO fonctionne en mode "downscaling", afin de fournir des prévisions locales à plus haute résolution (hauteur d'eau, courants, température, salinité) que ce qu'il est possible d'acquérir avec les produits globaux. La bibliothèque OPeNDAP (Matlab) ou la Copernicus Marine Service Toolbox (Python) sont utilisées pour extraire uniquement les données de la zone concernée, afin de limiter le volume de données à télécharger via Internet. Dans notre version prototype, la simulation démarre à $t_0 - \text{hdays}$ ($\text{hdays}=1$, t_0 étant l'heure 0 du jour présent) et se termine à $t_0 + \text{fdays}$ ($\text{fdays}=3$). La prévision de 3 jours tourne rapidement sur un ordinateur portable (moins d'1 heure, incluant téléchargement des données de forçage, pré-traitement de ces données et intégration du modèle).

Un exemple de résultat est donné sur la figure 4.12 présentant les courants de surface et la hauteur d'eau moyenne (les marées sont filtrées) pour la journée du 17 Aout 2024 (date précédent de peu la soumission du manuscrit de thèse). Sur cet exemple, le vent entraîne une dérive d'Ekman sur le plateau dirigée vers la côte. L'accumulation d'eau due à la dérive entraîne à son tour une surcote, c'est à dire une augmentation du niveau d'eau à la côte atteignant 20 cm en fond d'estuaire. Cette surcote est à ajouter à la marée pour évaluer le risque de submersion. Une simulation similaire en mode hindcast a été réalisée pour le 10 février 2024, où des ruptures de digues près de Cadique ont été constatées (Fig. 4.12). Le modèle montre une situation assez similaire à la prévision d'août 2024 pour l'effet modéré du vent, mais avec une marée particulièrement forte entraînant un marnage de plus de 7 mètres au fond de l'estuaire de Bissau. La forte marée a donc été la cause principale de la rupture de digue, et une prévision précise de cette marée semble une condition dominante pour anticiper les risques, ce qui justifie notre approche dans la thèse. Cette remarque justifie également le développement du système suivant.

4.4.3 Système de prévision basé sur les données in-situ

Ce modèle plus simple permet une prévision des hauteurs d'eau dues à la marée uniquement, phénomène essentiellement prévisible à partir des constituants harmoniques (si la bathymétrie ne varie pas trop). Son avantage est qu'il est seulement basé sur des données d'observation, i.e., les données des marégraphes installés dans le cadre du projet. Il est donc valide dans les zones les plus reculées des estuaires, là où la résolution du modèle numérique actuel (notamment celle de la bathymétrie) ne permet pas de calcul précis.

Les constantes harmoniques de marées sont extraites à l'aide du logiciel T-TIDE [95], à partir des séries temporelles enregistrées sur les marégraphes, en considérant un minimum de 6 mois pour obtenir des harmoniques suffisamment précises. Ces harmoniques sont ensuite utilisées pour reconstituer la série temporelle des hauteurs d'eau de marée à tout instants en appliquant l'équation suivante:

$$\eta_{pred}(t) = \eta_0 + \sum_{i=1}^M f_i(t) A_i \cos(\omega_i t + V_i - G_i + u_i(t)) \quad (4.1)$$

η_0 est le niveau d'eau moyen par rapport à une côte fixe de référence; M le nombre de constituants; A_i l'amplitude du constituant d'indice i ; ω_i la fréquence angulaire (pulsation); V_i la phase d'équilibre au méridien de Greenwich au temps de référence $t=0$, G_i la phase de Greenwich (déphasage par rapport à la phase d'équilibre); $f_i(t)$ et $u_i(t)$ les fonctions de correction nodale respectivement pour l'amplitude et la phase.

Avec les séries déjà disponible à Bissau, Bubaque et Cadique, le modèle reconstitue l'amplitude de la marée avec une bonne précision (Fig. 4.13). Une évaluation quantitative est fournie par la comparaison de la décomposition des séries reconstituées avec celle des séries originales, présentée sous forme d'erreurs dans les tableaux 4.3, 4.4 et 4.5. Comme mentionné plus haut, le principal avantage de ce système de prévision est qu'il peut être utilisé pour prédire les hauteurs de marée dans des zones non couvertes par la résolution du modèle numérique de marée, y compris dans les rizières. Cependant, il ne tient pas compte des variations dues aux conditions météorologiques et océaniques (subtidales).

Nous avons utilisé ce modèle pour tester sa pertinence dans l'estimation des hauteurs d'eau de marée du 10 février 2024, lorsqu'une submersion marine avait entraîné la rupture de digues à Cafine (figure 4.14). La station à Cadique est la plus proche de Cafine et donc pertinente pour ce test. Les hauteurs d'eau prédites à Cadique confirment effectivement de fortes hauteurs de marée dans la période d'observation de la rupture de digues (figure 4.15).

Nous avons évalué la probabilité de dépassement des niveaux de marée extrême sur 10 ans en utilisant la reconstruction de la série temporelle à Cadique. La probabilité de dépassement des marées de vives eaux d'amplitude ($M2+S2$) est de 5.12% (voir tableau 4.2), tandis que celle de dépassement des marées maximales représentées par ($M2+S2+N2$) est nul. Celle-ci représente les marées de vives eaux périgéennes (parfois appelée "king tide" en anglais) correspondant à la coïncidence de l'alignement terre-lune-soleil (pleine ou nouvelle lune, décrite par $M2+S2$) et du périgée de la lune (lorsque la lune est au plus près de la terre sur son ellipse, décrite par $N2$). La probabilité de dépassement de la marée du 10 février est de 2.6% à Cadique, mais l'amplitude de marée était maximale le 12 février, correspondant à seulement 0.49% de probabilité de dépassement. Ainsi, l'amplitude de marée sur cette période est bien supérieur à ($M2+S2$) et proche de la hauteur maximale de vives eaux ($M2+S2+N2$). On peut donc considérer les marées de mi-février d'extrêmes. Le fait que le maximum d'amplitude estimé soit en retard de deux jours par rapport aux ruptures observées des digues peut indiquer un effet non-linéaire mal représenté par la série reconstituée, ou alors un effet additionnel (vent, pression atmosphérique ...).

Cet exemple montre en tous cas la valeur de notre modèle de prévision, basé sur la reconstruction des marées à l'aide d'un réseau de marégraphes installés sur des sites clés.

TABLE 4.2: Probabilité de dépassement de marée à Cadique.

	niveau de la mer [m]	Probabilité [%]
M2+S2	2.126	5.12
M2+S2+N2	2.436	0
10 fevrier	2.199	2.6
12 fevrier	2.31	0.49

TABLE 4.3: Amplitude (cm) des harmoniques principales au marégraphe de Bissau et erreurs de phase (°) et amplitude (cm) entre le marégraphe et les hauteurs d'eau prédites. On considère les 4 principaux constituants de marée : M2, S2, N2 et K1.

	Amp [cm]	Err Phase [°]	Err Amp [cm]
M2	184.6	0.1	0
S2	50.3	0	0.2
N2	31.9	0	0.2
K1	12	0	0.1

TABLE 4.4: Amplitude (cm) des harmoniques principales au marégraphe de Boubaque et erreurs de phase (°) et amplitude (cm) entre le marégraphe et les hauteurs d'eau prédites. On considère les 4 principaux constituants de marée : M2, S2, N2 et K1.

	Amp [cm]	Err Phase [°]	Err Amp [cm]
M2	146.6	0.6	0
S2	43.4	0.9	3.4
N2	26.9	0.4	0.4
K1	10.7	0.4	1.6

TABLE 4.5: Amplitude (cm) des harmoniques principales au marégraphe de Cadique et erreurs de phase (°) et amplitude (cm) entre le marégraphe et les hauteurs d'eau prédites. On considère les 4 principaux constituants de marée : M2, S2, N2 et K1.

	Amp [cm]	Err Phase [°]	Err Amp [cm]
M2	157.3	0.1	0
S2	46.2	0.1	0.9
N2	28.6	0.1	0.5
K1	10.9	0.4	0.4

4.5 Conclusion

Dans ce chapitre, l'objectif principal était de faire un compte rendu des travaux de terrain effectués durant ma thèse en insistant sur les difficultés rencontrées, pour bénéficier aux initiatives similaires qui pourront avoir lieu dans le future. Il s'agissait également de décrire les systèmes d'alerte précoce mis en place sur la base de ces mesures, qui constituaient l'un des objectifs majeures du projet Malmon DeSIRA en Guinée-Bissau. Le pays ne disposait jusque là d'aucun système de prévision contre les risques de submersions marines, même si les agriculteurs font depuis fort longtemps la prévision de l'arrivée des marées de vives eaux en se basant sur des connaissances empiriques. Ainsi, dans cette étude, deux types de SAP ont été proposés, l'un basé sur notre modèle de marée (calibré

par les données des marégraphes), en utilisant pour les processus subtidiaux les modèles globaux de prévision de l'océan et de l'atmosphère dans une procédure de "downscaling"; et le second est un modèle simple de prévision des hauteurs de marée basé sur les données des marégraphes collectées dans le cadre de cette thèse. Cette dernière peut s'avérer avantageuse dans les zones reculées des estuaires où la bathymétrie est très mal connue et peut donc affecter la précision des simulations numériques.

En ce qui concerne le réseau de mesure, l'expérience sur le terrain montre généralement la vulnérabilité des équipements et la difficulté d'avoir de longues séries de mesure, notamment quand les appareils sont installés dans des lieux accessibles aux publics et qui sont souvent très reculés. Cependant, ces difficultés peuvent être réduites en assurant des visites régulières dans les stations, en ayant des contacts qui peuvent prévenir en cas de problèmes et en privilégiant les zones non accessibles aux publics même si elles sont très difficiles à trouver. Nous avons également montré, qu'il est important d'inclure dans le processus d'implémentation et dans la gestion du réseau les services locaux, les populations et particulièrement les autorités traditionnelles et d'assurer la formation des techniciens et étudiants pour la pérennisation des stations qui sont en déficit dans le pays et généralement dans toute la région ouest africaine.

Enfin, ces travaux de terrain ont été une belle expérience personnelle tant du point de vue humain, social que scientifique. Il m'ont permis de parcourir plusieurs fois tout le pays, d'être en contact direct avec les populations, de travailler en synergie avec toutes les couches sociales (autorités étatiques et culturelles, techniciens de différents services, paysans, pêcheurs etc.), de développer des compétences techniques et sociales tout au long de la thèse, de découvrir d'autres modes de vies et de sentir l'impact de mes activités scientifiques sur la population.

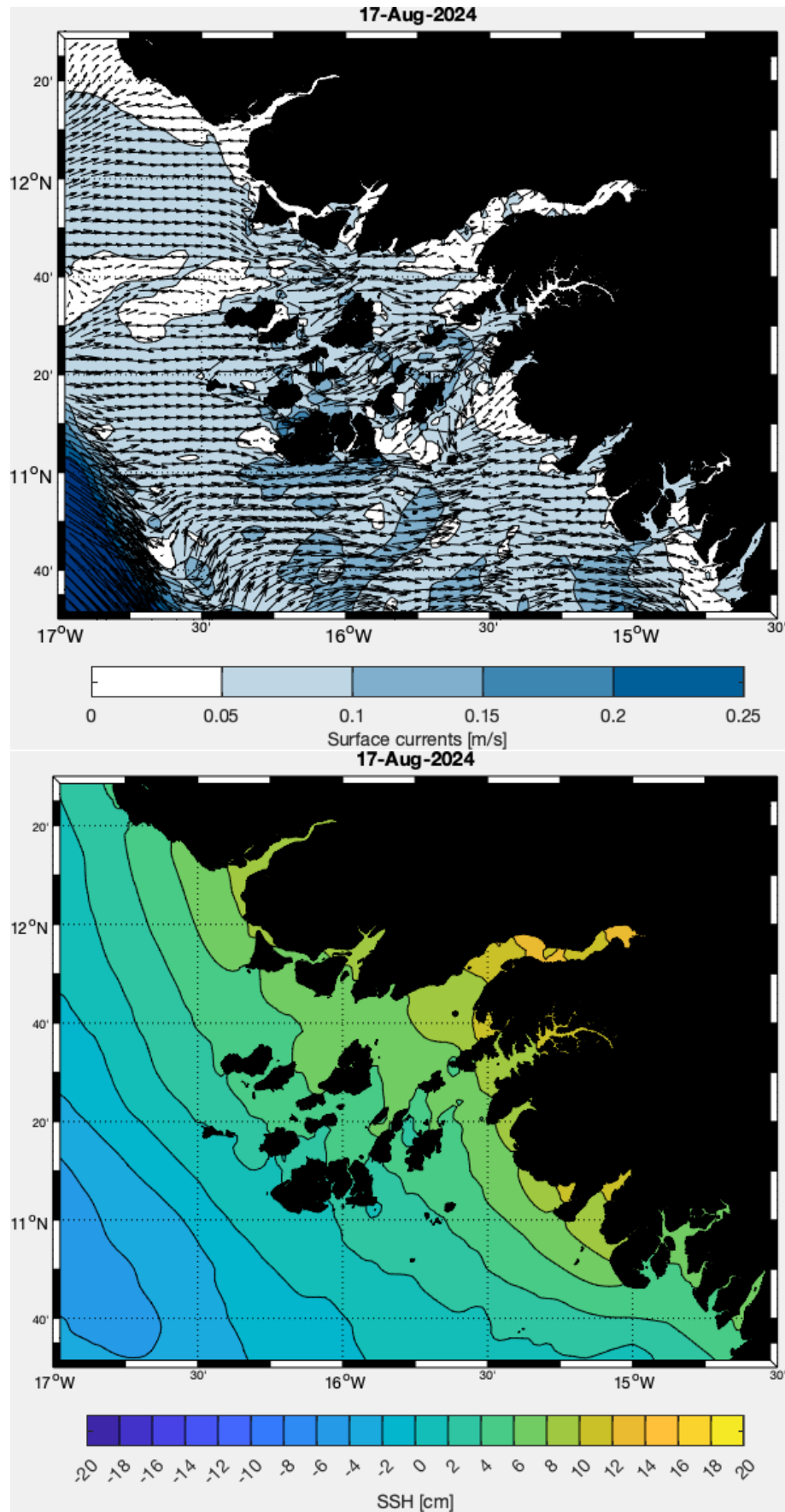


FIGURE 4.12: SSH (Sea Surface Heights) et vent prédit avec CROCO en Guinée-Bissau

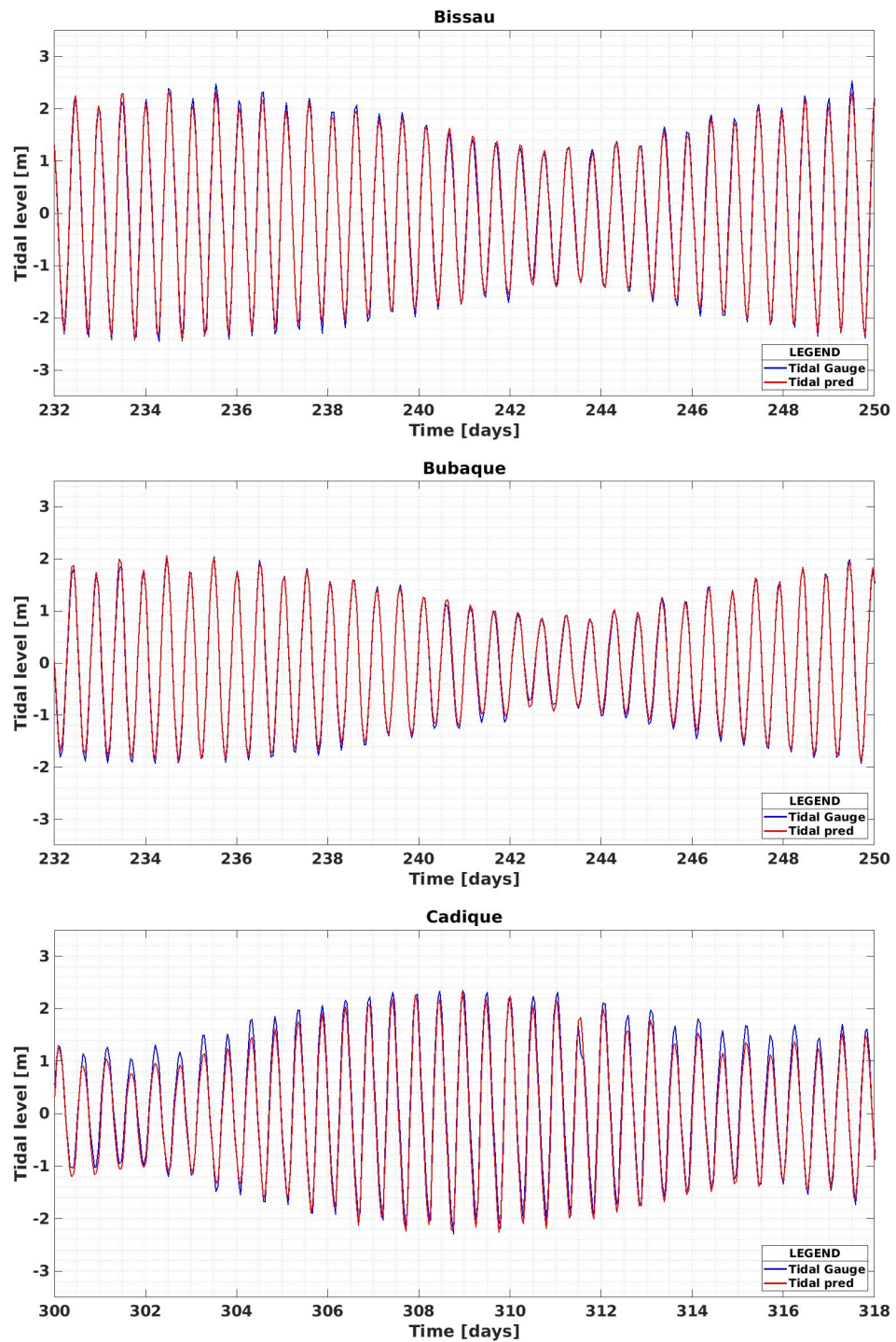


FIGURE 4.13: Hauteur d'eau du marégraphe (bleu) et prédite (rouge).



FIGURE 4.14: Rupture de digues après la submersion de digues à Cafine le 10 février 2024

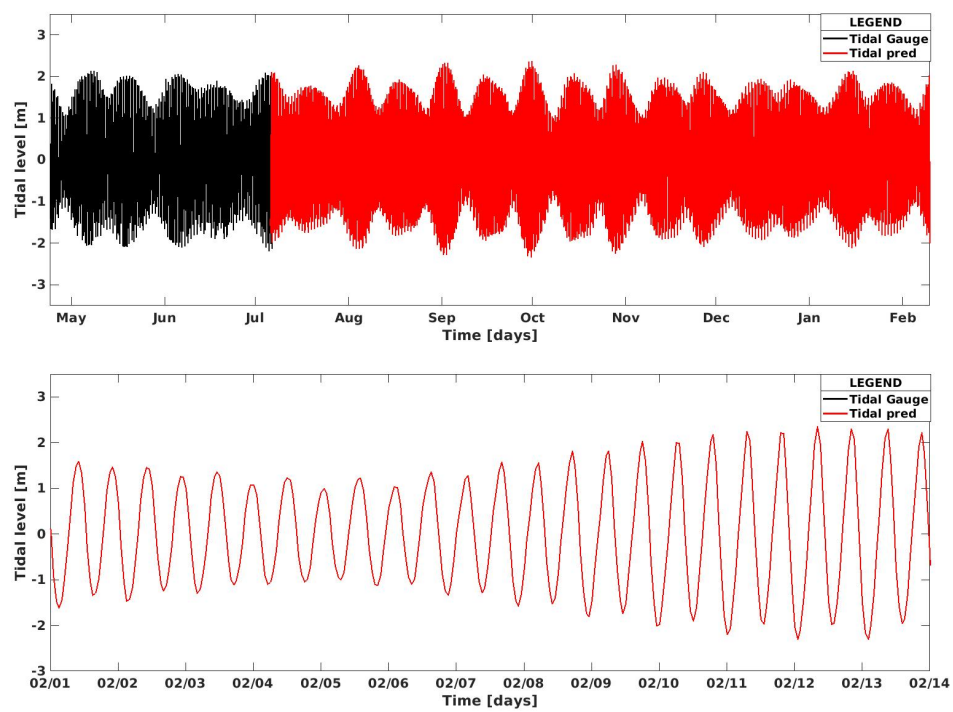


FIGURE 4.15: Hauteur d'eau du marégraphe (bleu) et prédite (rouge) à Cadix en sur la période de Mai 2023 à février 2024 (en haut) et sur février 2024 (en bas).

Chapter 5

Conclusions et perspectives

Dans ce chapitre, nous rappelons le contexte scientifique et les objectifs de la thèse, nous faisons également une synthèse des principaux résultats de la thèse et abordons les limites de l'étude et perspectives qui se dégagent.

5.1 Rappel du contexte et des objectifs de la thèse

Comprendre et atténuer les impacts de la hausse du niveau de la mer et prévoir les inondations dues aux marées d'ampleur inhabituel et aux ondes de tempêtes sont deux défis majeurs à relever pour faire face à la vulnérabilité des populations vivants dans les zones côtières et estuariennes ouest africaines. Cependant, la compréhension et la prévision des processus liés à ces phénomènes dans la région représente un déficit, qu'il est important de relever pour protéger des secteurs clés de l'économie tels que l'agriculture, le tourisme, l'industrie etc. Cette thèse s'inscrit donc dans un effort assez large de prévision de la variabilité du niveau de la mer en Afrique de l'Ouest sur des échelles de temps courtes, d'une part, notamment en raison des fortes marées qui caractérisent la Guinée-Bissau, sur des échelles interannuelles, d'autre part, en raison des régimes climatiques naturels du bassin, et enfin sur des échelles à plus long terme, en raison des effets du changement global. Ainsi, nos principaux objectifs étaient : (1) de qualifier la hausse et la variabilité du niveau de la mer près des côtes ouest africaines durant ces trois dernières décennies; (2) d'identifier les modes de variabilité climatique naturelle qui peuvent influencer localement la variabilité du niveau marin ainsi que l'estimation de sa tendance; et (3) de décrire le comportement de la marée en utilisant le modèle océanique régional CROCO et en analysant précisément les caractéristiques et mécanismes d'amplification, en vue de la mise en place d'un modèle opérationnel d'évaluation des risques d'inondation (Système d'Alerte Précoce) dues aux fortes marées et aux tempêtes. Ce faisant, nous avons utilisé:

- **à l'échelle régionale**, la série temporelle GMSL (Global Mean Sea Level) fournie par AVISO (Archiving Validation and Interpretation Satellite Oceanographic Center), la grille CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service), version DT2018 et divers indices climatiques pour analyser: (1) la distribution régionale de la hausse du niveau de la mer près des côtes de l'Afrique de l'ouest; (2) l'impact des modes de variabilité climatique régionale (les modes de variabilité climatique de l'atlantique tropical Est et de l'atlantique Nord) et globale (ENSO) sur la tendance et la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer; et (3) l'influence de ces modes de variabilité climatique et de la variabilité inter-annuelle sur l'estimation de la tendance régionale;
- **à une échelle plus fine**, le modèle océanique régional CROCO, les données altimétriques le long de la trace (X-TRACK ([96]) CTOH/LEGOS) près des côtes et les données des marégraphes installés dans le cadre du projet Malmon-DeSIRA pour analyser: (1) les caractéristiques de la marée en Guinée-Bissau (amplitude et phase des différentes harmoniques); (2) les mécanismes d'amplification de la marée sur la côte et dans les estuaires, en exposant les propriétés de convergence grâce au bilan énergétique (flux et dissipation d'énergie), et les propriétés de résonance, en isolant l'amplification de chaque harmonique; (3) les mécanismes de distorsion (asymétrie) de l'onde de marée par effets nonlinéaires; (4) la circulation résiduelle eulérienne et lagrangienne; (5) le temps de résidence des particules d'eau soumises à la marée sur le plateau et dans les estuaires en Guinée-Bissau. (6) l'influence de la bathymétrie à fine échelle et celle de l'archipel des Bijagos sur les caractéristiques de la marée;

Parallèlement aux activités de recherche, j'ai réalisé un important travail de terrain durant cette thèse pour l'installation d'un réseau de stations marégraphiques et hydrographiques, nécessitant l'achat, la mise en place et l'apprentissage de logiciels et techniques nécessaires pour la mise en oeuvre des instruments. Ce travail a permis la validation du modèle de marée et la mise en place d'un système de prévision de hauteur d'eau de marée. Ainsi, dans cette thèse, un chapitre est consacré à l'installation du réseau de marégraphes du projet Malmon DeSIRA, ainsi qu'à la description de prototypes de système de prévision (SAP) sur la base de ce réseau. Nous avons fait un retour d'expérience sur les difficultés rencontrées durant la pause des stations, sur l'instrumentation et sur le système de suivi mis en place pour la sécurisation des appareils et la pérennisation du réseau.

5.2 Synthèse des résultats de la thèse

Dans la première partie de la thèse, où nous avons étudié les variations actuelles du RMSL, nous avons montré que le niveau de la mer régionale présente une forte variabilité inter-annuelle qui se manifeste par d'importantes anomalies (positives ou négatives) du niveau de la mer qui apparaissent certaines années. Ces anomalies sont trois fois plus importantes que celles observées dans l'océan mondial, ce qui indique une variabilité régionale prononcée dans l'Atlantique tropical, alors que dans l'océan mondial, les variations régionales se compensent entre les bassins océaniques. Nous avons également montré que la variabilité régionale interannuelle du niveau de la mer a une forte corrélation avec la variabilité climatique régionale, en particulier celle qui affecte la température. Cette variabilité affecte d'ailleurs l'estimation de la tendance. Ainsi, nous avons montré qu'une estimation fiable de la tendance en Afrique de l'ouest nécessite une série temporelle du niveau de la mer d'au moins dix ans. Pour les séries plus petites qu'une décennie, les anomalies d'une année à l'autre ne permettent pas une estimation suffisamment fiable de la tendance. Cette thèse a également permis de montrer une influence des événements ENSO majeurs au delà du pacifique jusqu'aux côtes de l'Afrique de l'ouest. Cependant, les mécanismes par lesquels ces événements affectent la variabilité régionale du niveau de la mer n'ont pas été étudiés et cela constitue une perspective de recherche intéressante pour la suite de cette thèse.

En ce qui concerne l'évolution du niveau d'eau régional RMSL durant ces trois dernières décennies, nous avons montré qu'elle suit une tendance à la hausse égale à la tendance globale GMSL (3.1 mm/an). Cependant, les variations de cette évolution à l'échelle décennale diffèrent du GMSL, et sont même opposées. Au cours de la première décennie de mesure altimétrique, le RMSL en Afrique de l'Ouest est inférieur au GMSL (+2,73 mm/an contre +3,24 mm/an). Puis, au cours de la deuxième décennie, elle est deux fois plus importante (+5,18 mm/an contre +3,59 mm/an). Enfin, au cours de la dernière décennie (2009-2018), on observe un ralentissement considérable de la RMSL en Afrique de l'Ouest alors que l'on observe une accélération globale (+1,4 mm/an contre +4,4 mm/an). Cette variation rappelle celle observée dans la variabilité inter-annuelle et montre l'impact de cette variabilité sur l'estimation de la tendance du RMSL (même aux échelles décennales), ce qui est en accord avec [45] qui suggèrent d'éliminer la variabilité associée aux modes de variabilité climatiques naturels pour une meilleure estimation de la tendance du niveau de la mer due au changement climatique.

En terme de distribution régionale de la tendance, nous avons montré qu'elle n'est pas uniforme et que son évolution n'est pas linéaire dans le temps. La tendance augmente de la zone côtière vers le large, en accord avec les résultats de [8] qui montrent aussi une disparité des tendances dans la zone ouest-africaine entre la côte et le large. Cette

tendance est également plus faible près des côtes du Sahel et de l’Afrique sub-saharienne et plus élevée dans le Golfe de Guinée.

Dans la deuxième partie de la thèse, où nous avons analysé les caractéristiques et les mécanismes de la marée en Guinée Bissau, nous avons présenté les premières cartes d’amplitude et de phase des principaux composants de marée en Guinée Bissau. Ces cartes confirment que la zone, notamment dans ses estuaires, présente l’amplitude de marée la plus élevée de tous les pays d’Afrique de l’Ouest (sur la base de nos connaissances actuelles). Nous avons montré que cette amplitude résulte d’une combinaison de convergence d’énergie de marée et de résonance des ondes. Les marées côtières au large de la Guinée-Bissau sont d’abord amplifiées par le plateau particulièrement large et peu profond de la région, puis à nouveau à plus petite échelle dans les estuaires locaux, en particulier dans l’estuaire de Geba où un marnage d’environ 7 m peut être atteint pendant les marées de vives-eaux lorsque M2 et S2 sont en phase.

Le bilan d’énergie de la marée (faisant l’hypothèse que la divergence du flux d’énergie ne résulte que de sa dissipation sur le fond) révèle que l’énergie circule du sud vers le nord, le long du plateau et à travers l’archipel des Bijagos. Une grande partie de cette énergie converge vers l’estuaire de Geba où elle subit une forte dissipation. Ceci montre que la convergence est un mécanisme important d’amplification de la marée dans cet estuaire, ajouté également à une résonance de quart de longueur d’onde (mode 0) de M2 résultant de la réflexion de la part de l’onde qui n’est pas dissipée. Par ailleurs, le flux d’énergie semble ne pas converger vers l’estuaire de Buba et les autres estuaires plus petits. Pour ces derniers, l’onde de marée est stationnaire, résultant uniquement de la réflexion, avec une résonance d’harmoniques de plus haute fréquence (M4).

Associée à la génération non-linéaire de ces marées de haute fréquence, en résonance avec le mode 1 dans l’estuaire de Geba et le mode 0 dans celui de Buba, nous avons également montré une forte asymétrie de la marée entre le flot et le jusant, qui peut impacter les courants résiduels de marée et le transport sédimentaire.

La circulation résiduelle eulérienne et lagrangienne ainsi que le temps de résidence des particules d’eau soumise à la marée ont également été étudié dans cette étude en utilisant le modèle ”offline” Lagrangien (CROCO_FLOATS_OFF) [120]. La circulation résiduelle résulte des non-linéarités qui induisent une asymétrie dans les courants de marée ainsi que de l’élévation résiduelle du niveau de la mer (”tidal setup”), associée à la dérive de Stokes de l’onde progressive dans le canal de Geba, que nous avons également mis en évidence dans cette étude. Cette combinaison qui rend le système complexe avec une dominance du jusant à l’embouchure, qui pourrait expliquer l’accrétion continue dans l’Archipel des Bijagos. D’autres estuaires plus petits, caractérisés par des ondes stationnaires, sont plus classiquement dominés par le flot. Tout ceci affecte le temps de

résidence de l'eau dans la zone côtière et estuarienne de la Guinée Bissau dont l'analyse montre qu'il est plus important au fond des estuaires (environ 275 jours) mais diminue fortement à 50-100 jours au milieu et à 40 jours autour de l'embouchure.

5.3 Limites et perspectives

Cette thèse ouvre plusieurs perspectives en termes de recherche étant donnée que dans la région ouest africaine peu d'études ont été consacrées sur les variations du niveau de la mer et que la Guinée Bissau ne présentait aucune étude spécifique sur les caractéristiques et les mécanismes de la marée, qui y est pourtant remarquable.

Ainsi, en ce qui concerne les variations du RMSL et de sa variabilité, il est important d'étudier, en perspectives, les mécanismes par lesquelles les événements ENSO et les modes de variabilité climatiques régionales influencent la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer et la tendance; de faire le bilan du niveau de la mer régionale en estimant les contributions des différents facteurs climatique à la hausse actuelle observée du niveau de la mer régionale (principalement celle de l'expansion thermique). De même, il faudrait identifier les principaux facteurs environnementaux contribuant aux variations régionales du niveau de la mer, tels que le vent, les courants, les précipitations et la pression atmosphérique. Les facteurs humains doivent également être étudié, tels que la croissance de la démographie et de l'exploitation de la zone côtière (de minerais comme le Zircon par exemple pour le cas du Sénégal), qui accroît la vulnérabilité de ces populations à l'érosion côtière et à la submersion marine.

Pour ce qui est du comportement de la marée en Guinée-Bissau, plusieurs perspectives de recherche s'ouvrent également. Ainsi, il est important de faire le bilan sédimentaire dans la région pour mieux comprendre les mécanismes de transport et de piégeage sédimentaire associés à l'asymétrie de la marée, la salinité, la géomorphologie des estuaires. Il faudrait également étudier avec le modèle les fluctuations de la SST et de la salinité qui ont un impact important sur les écosystèmes, l'aquaculture et l'agriculture. En terme de perspectives pour les systèmes de prévision, il faudra confronter les résultats des simulations de CROCO avec plus d'observations et à la perception des agriculteurs locaux utilisant les méthodes traditionnelles d'estimation des risques. Enfin, il faudra rendre les systèmes réellement opérationnels en faisant en sorte que les prévisions soient régulières, automatisées, facilement accessibles aux agriculteurs et que les résultats soient synchronisés directement sur le site WEB du projet.

Bibliographie

- [1] Kurt Lambeck, Colin D Woodroffe, Fabrizio Antonioli, Marco Anzidei, W Roland Gehrels, Jacques Laborel, and Alex J Wright. Paleoenvironmental records, geophysical modelling and reconstruction of sea level trends and variability on centennial and longer time scales, 2010.
- [2] Benoit Meyssignac. *La variabilité régionale du niveau de la mer*. PhD thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III - Paul Sabatier, October 2012. URL <http://thesesups.ups-tlse.fr/1759/>.
- [3] Richard D. Ray and Bruce C. Douglas. Experiments in reconstructing twentieth-century sea levels. *Progress in Oceanography*, 91(4):496–515, 2011. ISSN 0079-6611. doi: <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2011.07.021>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0079661111000759>.
- [4] Ablain M., Legeais J. F., Prandi P., Marcos M., Fenoglio-Marc L., Dieng H. B., Benveniste J., and Cazenave A. Satellite altimetry-based sea level at global and regional scales. *SurvGeophys*, 38:7–31, 2017. doi: <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9389-8>.
- [5] P. Escudier, A. Couhert, F. Mercier, A. Mallet, P. Thibaut, N. Tran, L. Amarouche, B. Picard, L. Carrere, G. Dibarboure, M. Ablain, J. Richard, N. Steunou, P. Dubois, M. Rio, and J. Dorandeu. *Satellite radar altimetry: principle, accuracy and precision, in Satellite altimetry over ocean and land surfaces*, page 643. 2017. doi: <https://doi.org/10.1201/9781315151779>.
- [6] J.-F. Legeais, M. Ablain, L. Zawadzki, H. Zuo, J. A. Johannessen, M. G. Scharffenberg, L. Fenoglio-Marc, M. J. Fernandes, O. B. Andersen, S. Rudenko, P. Cipollini, G. D. Quartly, M. Passaro, A. Cazenave, and J. Benveniste. An improved and homogeneous altimeter sea level record from the esa climate change initiative. *Earth System Science Data*, 10(1):281–301, 2018. doi: [10.5194/essd-10-281-2018](https://doi.org/10.5194/essd-10-281-2018). URL <https://essd.copernicus.org/articles/10/281/2018/>.

- [7] Anny Cazenave, Hindumathi Palanisamy, and Michael Ablain. Contemporary sea level changes from satellite altimetry: What have we learned? what are the new challenges? *Advances in Space Research*, 62(7):1639–1653, 2018. ISSN 0273-1177. doi: <https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.07.017>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117718305799>.
- [8] Florence Marti, Anny Cazenave, Florence Birol, Marcello Passaro, Fabien Léger, Fernando Niño, Rafael Almar, Jérôme Benveniste, and Jean François Legeais. Altimetry-based sea level trends along the coasts of western africa. *Advances in Space Research*, 68(2):504–522, 2021. ISSN 0273-1177. doi: <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.05.033>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117719303606>. 25 Years of Progress in Radar Altimetry.
- [9] HB Dieng, A Cazenave, B Meyssignac, and Ablain M. New estimate of the current rate of sea level rise from a sea level budget approach. *Geophysical Research Letters*, 44:3744–3751, 2017. doi: <https://doi.org/10.1002/2017GL073308>.
- [10] John A. Church and Neil J. White. A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 33(1), 2006. doi: <https://doi.org/10.1029/2005GL024826>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005GL024826>.
- [11] JA Church, PU Clark, A Cazenave, JM Gregory, S Jevrejeva, A Levermann, MA Merrifield, GA Milne, RS Nerem, PD Nunn, A J Payne, WT Pfeffer, D Stammer, and AS Unnikrishnan. *Sea Level Change: Chapter 13*. Cambridge University Press, United Kingdom, 2013.
- [12] Von Schuckmann K., M.D. Palmer, K.E. Trenberth, A. Cazenave, D. Chambers, N. Champollion, J. Hansen, S.A. Josey, N. Loeb, P.-P. Mathieu, B. Meyssignac, and M. Wild. An imperative to monitor earth’s energy imbalance. *Nature Climate Change*, 2016. ISSN 1758-678X. doi: 10.1038/nclimate2876.
- [13] G. D. Quartly, J.-F. Legeais, M. Ablain, L. Zawadzki, M. J. Fernandes, S. Rudenko, L. Carrère, P. N. García, P. Cipollini, O. B. Andersen, J.-C. Poisson, S. Mba-jon Njiche, A. Cazenave, and J. Benveniste. A new phase in the production of quality-controlled sea level data. *Earth System Science Data*, 9(2):557–572, 2017. doi: 10.5194/essd-9-557-2017. URL <https://essd.copernicus.org/articles/9/557/2017/>.
- [14] Anny Cazenave, Étienne Berthier, Gonéri Le Cozannet, Valérie Masson-Delmotte, Benoît Meyssignac, and David Salas y Méliá. Le niveau de la mer : variations

- passées, présentes et futures. *La Météorologie*, 88:69–82, 2015. doi: 10.4267/2042/56363.
- [15] D. Wunsch, C. et Stammer. Atmospheric loading and the oceanic “inverted barometer” effect. *Reviews of Geophysics*, 35:79–107, 1997. doi: 10.1029/96RG03037.
- [16] A Cazenave. La hausse du niveau de la mer: observations et projections. éd., *Chimie et changement climatique. Les Ulis,EDP Sciences*, pages 105–112, 2016. URL <https://www.cairn-sciences.info/--9782759820368-page-105.htm>.
- [17] W Richard Peltier. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: the ice-5g (vm2) model and grace. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32(1):111–149, 2004.
- [18] Archie Paulson, Shijie Zhong, and John Wahr. Inference of mantle viscosity from grace and relative sea level data. *Geophysical Journal International*, 171(2):497–508, 2007.
- [19] Glenn A Milne, W Roland Gehrels, Chris W Hughes, and Mark E Tamisiea. Identifying the causes of sea-level change. *Nature Geoscience*, 2(7):471–478, 2009.
- [20] Mark E. Tamisiea. Ongoing glacial isostatic contributions to observations of sea level change. *Geophysical Journal International*, 186(3):1036–1044, 09 2011. ISSN 0956-540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05116.x. URL <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05116.x>.
- [21] Anny Cazenave and Gonéri Le Cozannet. Sea level rise and its coastal impacts. *Earth’s Future*, 2:15–34, 2014. doi: 10.1002/2013EF000188. URL <https://brgm.hal.science/hal-00963776>. Link to the paper: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2013EF000188/abstract>.
- [22] Y. Fu, X. Zhou, D. Zhou, W. Sun, and C. Jiang. Sea level trend and variability in the south china sea. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, IV-2/W5:589–593, 2019. doi: 10.5194/isprs-annals-IV-2-W5-589-2019. URL <https://isprs-annals.copernicus.org/articles/IV-2-W5/589/2019/>.
- [23] René A Tano, Angora Aman, Elisée Toualy, Yves K Kouadio, Bouo Bella Djézia François-Xavier, and Kwasi Appeaning Addo. Development of an integrated coastal vulnerability index for the ivorian coast in west africa. *Journal of Environmental Protection*, 9(11):1171–1184, 2018.
- [24] C. O. T. Cisse, E. K. Brempong, A. Taveneau, R. Almar, B. A. Sy, and D. B. Angnuureng. Extreme coastal water levels with potential flooding risk at the

- low-lying Saint Louis historic city, Senegal (West Africa). *Frontiers in Marine Science*, 9:993644 [12 p.], 2022. doi: 10.3389/fmars.2022.993644. URL <https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010086700>.
- [25] Cheikh Ahmed Tidiane Sarr, Mouhamadou Moustapha Mbacké Ndour, Mahdi Haddad, and Issa Sakho. Estimation of sea level rise on the West African Coasts: Case of Senegal, Mauritania and Cape Verde. *International Journal of Geosciences*, 12:121–137, February 2021. doi: 10.4236/ijg.2021.122008. URL <https://normandie-univ.hal.science/hal-03224361>. (IF N/A; N/A).
- [26] Olusegun A Dada, Rafael Almar, Pierre Morand, Erwin WJ Bergsma, Donatus B Angnuureng, and Philip SJ Minderhoud. Future socioeconomic development along the west african coast forms a larger hazard than sea level rise. *Communications Earth & Environment*, 4(1):150, 2023.
- [27] Paolo Cipollini, Francisco M Calafat, Svetlana Jevrejeva, Angélique Melet, and Pierre Prandi. Monitoring sea level in the coastal zone with satellite altimetry and tide gauges. *Integrative study of the mean sea level and its components*, pages 35–59, 2017.
- [28] H.B. Dieng, A. Cazenave, Y. Gouzenes, and B.A. Sow. Trends and inter-annual variability of altimetry-based coastal sea level in the mediterranean sea: Comparison with tide gauges and models. *Advances in Space Research*, 68(8):3279–3290, 2021. ISSN 0273-1177. doi: <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.06.022>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117721004932>.
- [29] G. Taburet, A. Sanchez-Roman, M. Ballarotta, M.-I. Pujol, J.-F. Legeais, F. Fournier, Y. Faugere, and G. Dibarboure. Duacs dt2018: 25 years of reprocessed sea level altimetry products. *Ocean Science*, 15(5):1207–1224, 2019. doi: 10.5194/os-15-1207-2019. URL <https://os.copernicus.org/articles/15/1207/2019/>.
- [30] Morto Baiém Fandé, Cristina Ponte Lira, and Gil Penha-Lopes. Using tandem-x global dem to map coastal flooding exposure under sea-level rise: Application to guinea-bissau. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 11(4), 2022. ISSN 2220-9964. doi: 10.3390/ijgi11040225. URL <https://www.mdpi.com/2220-9964/11/4/225>.
- [31] J. Sousa and A.L. Luz. ‘the tides rhyme with the moon’: The impacts of knowledge transmission and strong spring tides on rice farming in guinea-bissau. *Human Ecology*, 46:147–157, 2018.

- [32] Akeem Shola Ayinde, Huaming Yu, and Kejian Wu. Sea level variability and modeling in the gulf of guinea using supervised machine learning. *Scientific Reports*, 13(1):21318, 2023.
- [33] Franck Eitel Kemgang Ghomsi, Roshin P Raj, Antonio Bonaduce, Issufo Halo, Björn Nyberg, Anny Cazenave, Mathieu Rouault, and Ola M Johannessen. Sea level variability in gulf of guinea from satellite altimetry. *Scientific Reports*, 14(1):4759, 2024.
- [34] Olusegun A Dada, Rafael Almar, and Pierre Morand. Coastal vulnerability assessment of the west african coast to flooding and erosion. *Scientific Reports*, 14(1):890, 2024.
- [35] Caleb Mensah, Amos T Kabo-bah, and Eric Mortey. Assessing the effects of climate change on sea level rise along the gulf of guinea. *Journal of Energy and Natural Resource Management*, 4(1), 2017.
- [36] A. Dièye, B. A. Sow, H. B. Dieng, P. Marchesiello, and Descroix L. Impact of climate variability modes on trend and interannual variability of sea level near the west african coast. *AJEST*, 17:157–166, 2023. doi: 10.5897/AJEST2022.3173.
- [37] Luc Descroix, Yancouba Sané, Mamadou Thior, Sylvie-Paméla Manga, Boubacar Demba Ba, Joseph Mingou, Victor Mendy, Saloum Coly, Arame Dièye, Alexandre Badiane, Marie-Jeanne Senghor, Ange-Bouramanding Diedhiou, Djiby Sow, Yasmin Bouaita, Safietou Soumaré, Awa Diop, Bakary Faty, Bamol Ali Sow, Eric Machu, Jean-Pierre Montoroi, Julien Andrieu, and Jean-Pierre Vandervaere. Inverse estuaries in west africa: Evidence of the rainfall recovery? *Water*, 12(3), 2020. ISSN 2073-4441.
- [38] David B Enfield and Dennis A Mayer. Tropical atlantic sea surface temperature variability and its relation to el niño-southern oscillation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C1):929–945, 1997.
- [39] Rowan T. Sutton, Stephen Jewson, and David P. Rowell. The elements of climate variability in the tropical atlantic region. *Journal of Climate*, 13:3261–3284, 2000.
- [40] Paulo Nobre, Stephen E. Zebiak, and Ben P. Kirtman. Local and remote sources of tropical atlantic variability as inferred from the results of a hybrid ocean-atmosphere coupled model. *Geophysical Research Letters*, 30(5):8008, March 2003. doi: 10.1029/2002GL015785.
- [41] Serena Illig. *Variabilité basse fréquence de l’Atlantique Tropical: rôle de la dynamique océanique équatoriale et Influence d’El Niño Southern Oscillation.*

- Theses, Université Paul Sabatier - Toulouse III, January 2005. URL <https://theses.hal.science/tel-00260664>.
- [42] Stefan Hastenrath and Jacques Merle. Annual cycle of subsurface thermal structure in the tropical atlantic ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 17(9):1518–1538, 1987.
- [43] Paulo Nobre and John Shukla. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical atlantic and south america. *Journal of climate*, 9(10):2464–2479, 1996.
- [44] Ingo Richter, Hiroki Tokinaga, Yu Kosaka, Takeshi Doi, and Takahito Kataoka. Revisiting the tropical atlantic influence on el niño–southern oscillation. *Journal of Climate*, 34(21):8533 – 8548, 2021. doi: 10.1175/JCLI-D-21-0088.1. URL <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/34/21/JCLI-D-21-0088.1.xml>.
- [45] Anny Cazenave, Habib-Boubacar Dieng, Benoit Meyssignac, Karina von Schuckmann, Bertrand Decharme, and Etienne Berthier. The rate of sea-level rise. *Nature Climate Change*, 4(5):358–361, May 2014. doi: 10.1038/nclimate2159. URL https://ideas.repec.org/a/nat/natcli/v4y2014i5d10.1038_nclimate2159.html.
- [46] Ablain M., Cazenave A., Valladeau G., and Guinehut S. A new assessment of the error budget of global mean sea level rate estimated by satellite altimetry over 1993-2008. *Ocean Sciences*, 5:193–201, 2009. doi: <https://doi.org/10.5194/os-5-193-2009,2009>.
- [47] M. Ablain, A. Cazenave, G. Larnicol, M. Balmaseda, P. Cipollini, Y. Faugère, M. J. Fernandes, O. Henry, J. A. Johannessen, P. Knudsen, O. Andersen, J. Legeais, B. Meyssignac, N. Picot, M. Roca, S. Rudenko, M. G. Scharffenberg, D. Stammer, G. Timms, and Benveniste J. Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993–2010) from the climate change initiative project. *Ocean Sciences*, 11: 67–82, 2015. doi: <https://doi.org/10.5194/os-11-67-2015,2015>.
- [48] F. Birol, N. Fuller, F. Lyard, M. Cancet, F. Niño, C. Delebecque, S. Fleury, F. Toubanc, A. Melet, M. Saraceno, and F. Léger. Coastal applications from nadir altimetry: Example of the x-track regional products. *Advances in Space Research*, 59(4):936–953, 2017. ISSN 0273-1177. doi: <https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.11.005>.

- [49] Serge Janicot, Vincent Moron, and Bernard Fontaine. Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophysical Research Letters*, 23(5):515–518, March 1996. doi: 10.1029/96GL00246. URL <https://hal.science/hal-02894827>.
- [50] Bette L. Otto-Bliesner. El Niño/La Niña and Sahel precipitation during the Middle Holocene. *Geophysical Research Letters*, 26(1):87–90, January 1999. doi: 10.1029/1998GL900236.
- [51] Woodruff JD, Donnelly JP. Intense hurricane activity over the past 5,000 years controlled by el niño and the west african monsoon. *Nature*, 447:465–468, 2007. doi: <https://doi.org/10.1038/nature05834>.
- [52] Moussa Diakhaté Sacre Regis Didi and Arona Diedhiou. Changes in the west africa monsoon precipitation extremes during ENSO developing phases. *Atmosphere-Ocean*, 61(5):293–305, 2023. doi: 10.1080/07055900.2023.2202656. URL <https://doi.org/10.1080/07055900.2023.2202656>.
- [53] Habib B. Dieng, Anny Cazenave, Benoit Meyssignac, Olivier Henry, Karina von Schuckmann, Hindumathi Palanisamy, and Jean Michel Lemoine. Effect of la niña on the global mean sea level and north pacific ocean mass over 2005-2011. *Journal of Geodetic Science*, 4(1), 2014. doi: doi:10.2478/jogs-2014-0003. URL <https://doi.org/10.2478/jogs-2014-0003>.
- [54] Founi Mesmin Awo. *Modes interannuels de la variabilité climatique de l'Atlantique tropicale, dynamiques oscillatoires et signatures en salinité de surface de la mer*. Theses, Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier), October 2018. URL <https://theses.hal.science/tel-01916705>.
- [55] Nancy L Shackell, Alida Bundy, Janet A Nye, and Jason S Link. Common large-scale responses to climate and fishing across northwest atlantic ecosystems. *ICES Journal of Marine Science*, 69(2):151–162, 2012.
- [56] David B Enfield, Alberto M Mestas-Nuñez, Dennis A Mayer, and Luis Cid-Serrano. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical atlantic sea surface temperatures? *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C4):7841–7848, 1999.
- [57] R Steven Nerem, Don P Chambers, C. Choe, and Gary T Mitchum. Estimating mean sea level change from the topex and jason altimeter missions. *Marine Geodesy*, 33(S1):435–446, 2010. doi: <https://doi.org/10.1080/01490419.2010.491031>.
- [58] W. Llovel, M Becker, A. Cazenave, S. Jevrejeva, R. Alkama, B. Decharme, H. Douville, M. Ablain, and B. Beckley. Terrestrial waters and sea level variations on

- interannual time scale. *Global and Planetary Change*, 75(1-2):76–82, 2011. doi: 10.1016/j.gloplacha.2010.10.008. URL <https://hal.science/hal-00991077>.
- [59] Carmen Boening, Josh K. Willis, Felix W. Landerer, R. Steven Nerem, and John Fasullo. The 2011 La Niña: So strong, the oceans fell. *Geophysical Research Letters*, 39(19):L19602, October 2012. doi: 10.1029/2012GL053055.
- [60] A. Cazenave, O. Henry, S. Munier, Thierry Delcroix, A. L. Gordon, B. Meyssignac, W. Llovel, H. Palanisamy, and M. Becker. Estimating ENSO Influence on the Global Mean Sea Level, 1993-2010. *Marine Geodesy*, 35:82–97, 2012. ISSN 0149-0419. doi: 10.1080/01490419.2012.718209. URL <https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010058855>.
- [61] Cazenave A., Dieng H. B., Munier S., Henry O., Meyssignac B., Palanisamy H., and Llovel W. L’influence d’el niño et de la niña sur le niveau de la mer. *La Météorologie*, 79:34–39, 2012.
- [62] John T Fasullo, Carmen Boening, Felix W Landerer, and R Steven Nerem. Australia’s unique influence on global sea level in 2010–2011. *Geophysical Research Letters*, 40(16):4368–4373, 2013.
- [63] Gary D. Egbert and Svetlana Y. Erofeeva. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19:183–204, 2002.
- [64] V. Piton, M. Herrmann, F. Lyard, P. Marsaleix, T. Duhaut, D. Allain, and S. Ouilon. Sensitivity study on the main tidal constituents of the gulf of tonkin by using the frequency-domain tidal solver in t-ugom. *Geoscientific Model Development*, 13(3):1583–1607, 2020.
- [65] Walter Munk and Carl Wunsch. Abyssal recipes ii: energetics of tidal and wind mixing. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 45(12):1977–2010, 1998. ISSN 0967-0637.
- [66] Akira Oka and Yoshihiro Niwa. Pacific deep circulation and ventilation controlled by tidal mixing away from the sea bottom. *Nature Communications*, 4:2419, 2013.
- [67] Yang Wang, Zhenhua Xu, Qun Li, Zhaohui Chen, Jia You, Baoshu Yin, and Robin Robertson. Observed internal tides in the deep northwestern pacific by argo floats. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 207:105248, 2023. ISSN 0967-0645.
- [68] Xinlong Zhang, Tengfei Wang, Weiping Wang, Ping Shen, Zhongya Cai, and Huayang Cai. A multi-site tide level prediction model based on graph convolutional recurrent networks. *Ocean Engineering*, 269:113579, 2023. ISSN 0029-8018.

- [69] Jinhai Zheng, Peng Dai, and Jisheng Zhang. Tidal stream energy in china. *Procedia Engineering*, 116:880–887, 2015. ISSN 1877-7058. doi: <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2015.08.377>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1877705815020329>. 8th International Conference on Asian and Pacific Coasts (APAC 2015).
- [70] RA Flather. A tidal model of the northwest european continental shelf. *Mem. Soc. Roy. Sci. Liege*, 10:141–164, 1976.
- [71] Nick Yates, Ian Walkington, Richard Burrows, and Judith Wolf. Appraising the extractable tidal energy resource of the uk’s western coastal waters. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 371(1985):20120181, 2013.
- [72] Sophie L. Ward, Peter E. Robins, Matt J. Lewis, Gregorio Iglesias, M. Reza Hashemi, and Simon P. Neill. Tidal stream resource characterisation in progressive versus standing wave systems. *Applied Energy*, 220:274–285, 2018. ISSN 0306-2619.
- [73] Georges Roger Berrit, Jean-Paul Rebert, Thierry Boelly, Emile Marchal, François Domain, and Renaud Pianet. Le milieu marin de la guinée bissau et ses ressources vivantes : le point des connaissances. Technical report, Paris, 1977.
- [74] José P. Granadeiro, João Belo, Mohamed Henriques, João Catalão, and Teresa Catry. Using sentinel-2 images to estimate topography, tidal-stage lags and exposure periods over large intertidal areas. *Remote Sensing*, 13(2):320, Jan 2021. ISSN 2072-4292. doi: 10.3390/rs13020320. URL <http://dx.doi.org/10.3390/rs13020320>.
- [75] Edward J. Anthony. The muddy tropical coast of west africa from sierra leone to guinea-bissau: geological heritage, geomorphology and sediment dynamics. *Afr. Geosci. Rev*, 13:227–237, 2006.
- [76] DICAT. Exploitation of tidal energy in guinea-bissau. Technical report, 2011. URL <http://www.ps76.org/public/uploads/13/Descrizione>.
- [77] FAO. World food and agriculture—statistical pocketbook 2022, 2022.
- [78] Orlando Mendes and Marcelo Fragoso. Assessment of the record-breaking 2020 rainfall in guinea-bissau and impacts of associated floods. *Geosciences*, 13(2), 2023. ISSN 2076-3263. doi: 10.3390/geosciences13020025. URL <https://www.mdpi.com/2076-3263/13/2/25>.
- [79] A Cabral. Plan stratégique et opérationnel 2015-2020 terra ranka, 2015.

- [80] Gwenaëlle Pennober. Dynamique littorale d'un delta estuarien : les bijagos (guinée-bissau). *Cahiers Nantais*, 59(1):139–148, 2003. doi: 10.3406/canan.2003.1088. Included in a thematic issue : Comprendre et gérer la nature littorale.
- [81] M.P. Temudo, A.I.R. Cabral, and P. Reis. The sea swallowed our houses and rice fields: The vulnerability to climate change of coastal people in guinea-bissau, west africa. *Human Ecology*, 50:835–850, 2022.
- [82] S. Pandey, D. Byerlee, D. Dawe, A. Dobermann, S. Mohanty, S. Rozelle, and B. Hardy. Rice in the global economy: strategic research and policy issues for food security. *International Rice Research Institute (IRRI), Los Baños (Philippines)*, 2010.
- [83] Namir Domingos Raimundo Lopes, Tianxin Li, Peng Zhang, Nametso Matomela, Harrison Odion Ikhumhen, and Rui M. Sá. Predicting future coastal land use/cover change and associated sea-level impact on habitat quality in the northwestern coastline of guinea-bissau. *Journal of Environmental Management*, 327:116804, 2023. ISSN 0301-4797. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2022.116804>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0301479722023775>.
- [84] A. F. Shchepetkin and J. C. McWilliams. The regional oceanic modeling system (roms): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4):347–404, 2005. ISSN 1463-5003.
- [85] F. Auclair, L. Bordoï, Y. Dossmann, T. Duhaut, A. Paci, C. Ulses, and C. Nguyen. A non-hydrostatic non-boussinesq algorithm for free-surface ocean modelling. *Ocean Modelling*, 132:12–29, 2018. ISSN 1463-5003. doi: <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.07.011>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500318302646>.
- [86] Pierrick Penven, Laurent Debreu, Patrick Marchesiello, and James C. McWilliams. Evaluation and application of the roms 1-way embedding procedure to the central california upwelling system. *Ocean Modelling*, 12(1-2):157 – 187, 2006. ISSN 1463-5003.
- [87] Laurent Debreu, Patrick Marchesiello, Pierrick Penven, and Gildas Cambon. Two-way nesting in split-explicit ocean models: Algorithms, implementation and validation. *Ocean Modelling*, 49–50(0):1 – 21, 2012. ISSN 1463-5003.
- [88] William G Large, James C McWilliams, and Scott C Doney. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4):363–403, 1994.

- [89] Nguyet Minh Nguyen, Patrick Marchesiello, Florent Lyard, Sylvain Ouillon, Gildas Cambon, Damien Allain, and Van Uu Dinh. Tidal characteristics of the gulf of tonkin. *Continental Shelf Research*, 91:37–56, 2014.
- [90] Yves Soufflet, Patrick Marchesiello, Florian Lemarié, Julien Jouanno, Xavier Capet, Laurent Debreu, and Rachid Benshila. On effective resolution in ocean models. *Ocean Modelling*, 98:36–50, 2016.
- [91] A. F. Shchepetkin and J. C. McWilliams. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 108(C3), 2003. ISSN 0148-0227.
- [92] Patrick Marchesiello, James C McWilliams, and Alexander Shchepetkin. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean modelling*, 3(1):1–20, 2001.
- [93] P. Marchesiello, G. Thoumyre, A. Dieye, R. Almar, E. Bergsma, B. A. Sow, and H. T. Duong. Exploring fine-scale satellite-derived coastal bathymetry for ocean modeling: A case study from west africa. *Estuaries and Coasts*, In press, 2024. doi: 10.1007/s12237-024-01398-9.
- [94] Pierrick Penven, Patrick Marchesiello, Laurent Debreu, and Jérôme Lefèvre. Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations. *Environmental Modelling and Software*, 23(5):660 – 662, 2008. ISSN 1364-8152.
- [95] Rich Pawlowicz, Bob Beardsley, and Steve Lentz. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in matlab using t'tide. *Computers & Geosciences*, 28(8):929–937, 2002. ISSN 0098-3004. doi: [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00013-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00013-4). URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0098300402000134>.
- [96] Laurent Roblou, Julien Lamouroux, Jérôme Bouffard, Florent Lyard, Matthieu Le Hénaff, Alix Lombard, Patrick Marsaleix, Pierre De Mey, and Florence Birol. Post-processing altimeter data towards coastal applications and integration into coastal models. *Coastal altimetry*, pages 217–246, 2011.
- [97] Erwin WJ Bergsma, Rafael Almar, Alain Giros, Solange Lemai-Chenevier, Gregoire Thoumyre, Stephanie Artigues, Thierry Garlan, and Romain Degoul. S2shores: A python library for estimating coastal bathymetry. *Coastal Engineering Proceedings*, (37):36–36, 2022.
- [98] A. Beckmann and D. B. Haidvogel. Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount. part i: problem formulation and model accuracy. *Journal of*

- Physical Oceanography*, 23(8):1736–1753, 1993. ISSN 0022-3670. doi: 10.1175/1520-0485(1993)023<1736:NSOFAA>2.0.CO;2.
- [99] Christian Leprovost. A model for prediction of tidal elevations over the english-channel. *Oceanologica Acta*, 4:279–288, 1981.
- [100] L.C van Rijn. Analytical and numerical analysis of tides and salinities in estuaries; part i: tidal wave propagation in convergent estuaries. *Ocean Dynamics*, 61:1719–1741, 2011.
- [101] Sheng Lu, Chaofeng Tong, Dong-Young Lee, Jinhai Zheng, Jian Shen, Wei Zhang, and Yixin Yan. Propagation of tidal waves up in yangtze estuary during the dry season. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(9):6445–6473, 2015.
- [102] J. Dronkers. Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Netherlands Journal of Sea Research*, 20:117–131, 1986.
- [103] Pritha Das, Patrick Marchesiello, and Jason H. Middleton. Numerical modelling of tide-induced residual circulation in sydney harbour. *Marine and Freshwater Research*, 51:97–112, 2000.
- [104] Jong-Hwan Yoon, Shiro Kawano, and Shuzo Igawa. Modeling of marine litter drift and beaching in the japan sea. *Marine Pollution Bulletin*, 60(3):448–463, 2010.
- [105] Nikolai Maximenko, Jan Hafner, and Peter Niiler. Pathways of marine debris derived from trajectories of lagrangian drifters. *Marine pollution bulletin*, 65(1-3):51–62, 2012.
- [106] Daniel Neumann, Ulrich Callies, and Michael Matthies. Marine litter ensemble transport simulations in the southern north sea. *Marine pollution bulletin*, 86(1-2):219–228, 2014.
- [107] Svitlana Liubartseva, Giovanni Coppini, Rita Lecci, and Sergio Creti. Regional approach to modeling the transport of floating plastic debris in the adriatic sea. *Marine pollution bulletin*, 103(1-2):115–127, 2016.
- [108] D.V. Politikos, K. Tsiaras, G. Papatheodorou, and A. Anastasopoulou. Modeling of floating marine litter originated from the eastern ionian sea: Transport, residence time and connectivity. *Marine Pollution Bulletin*, 150:110727, 2020. ISSN 0025-326X. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2019.110727>.
- [109] Alvaro Peliz, Patrick Marchesiello, Jesus Dubert, Martinho Marta-Almeida, Claude Roy, and Henrique Queiroga. A study of crab larvae dispersal on the western iberian shelf: Physical processes. *Journal of Marine Systems*, 68(1):215–236, 2007. ISSN 0924-7963.

- [110] Mireya M. Montaña, Sutara H. Suanda, and João Marcos Azevedo Correia de Souza. Modelled coastal circulation and lagrangian statistics from a large coastal embayment: The case of bay of plenty, aotearoa new zealand. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 281:108212, 2023. ISSN 0272-7714.
- [111] Allan J. Clarke and David S. Battisti. The effect of continental shelves on tides. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(7):665–682, 1981.
- [112] D.J. Webb. A model of continental-shelf resonances. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 23(1):1–15, 1976. ISSN 0011-7471.
- [113] G. I. Taylor. Tidal oscillations in gulfs and rectangular basins. *Proceedings of the London Mathematical Society*, s2-20(1):148–181, 1922.
- [114] A. B. Rabinovich. *Seiches and harbor oscillations*, pages 193–236. 2009.
- [115] D.G. Aubrey and P.E. Speer. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems part i: Observations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21(2):185–205, 1985. ISSN 0272-7714.
- [116] P.E. Speer and D.G. Aubrey. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems part ii: Theory. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21(2):207–224, 1985. ISSN 0272-7714.
- [117] Marcos Nicolas Gallo and Susana Beatriz Vinzon. Generation of overtides and compound tides in amazon estuary. *Ocean Dynamics*, 55(5):441–448, 2005.
- [118] Leicheng Guo, Zheng Bing Wang, Ian Townend, and Qing He. Quantification of tidal asymmetry and its nonstationary variations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(1):773–787, 2019.
- [119] Chunyan Li and James O’Donnell. Tidally driven residual circulation in shallow estuaries with lateral depth variation. *Journal of Geophysical Research*, 1022: 27915–27930, 12 1997.
- [120] X. J. Capet, P. Marchesiello, and J. C. McWilliams. Upwelling response to coastal wind profiles. *Geophysical Research Letters*, 31(13):L13311, July 2004.
- [121] Chunyan Li and James O’Donnell. The effect of channel length on the residual circulation in tidally dominated channels. *Journal of Physical Oceanography*, 35(10):1826 – 1840, 2005.
- [122] Donald W Pritchard. The equations of mass continuity and salt continuity in estuaries. *Journal of Marine Research*, 17:412–423, 1958.

-
- [123] L. Guo, M. van der Wegen, J. A. Roelvink, and Q. He. The role of river flow and tidal asymmetry on 1-d estuarine morphodynamics. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(11):2315–2334, 2014.
- [124] J. T. F. Zimmerman. Dynamics, diffusion and geomorphological significance of tidal residual eddies. *Nature*, 290(5807):549–555, 1981.
- [125] Nancy Monsen, James Cloern, Lisa Lucas, and Stephen Monismith. A comment on the use of flushing time, residence time, and age as transport time scales. *Limnology and Oceanography*, 47:1545–1553, 09 2002.
- [126] Matthew Rayson, Edward Gross, Robert Hetland, and Oliver Fringer. Time scales in galveston bay: An unsteady estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121:n/a–n/a, 03 2016.
- [127] Lynn D. Wright. *Estuarine delta*, pages 398–398. Springer US, New York, NY, 1982. ISBN 978-0-387-30843-2.
- [128] Jelmer Cleveringa and Albert Oost. The fractal geometry of tidal-channel systems in the dutch wadden sea. *Geologie en Mijnbouw*, 78:21–30, 01 1999.
- [129] B B Parker. *Frictional effects on the tidal dynamics of a shallow estuary (PhD Thesis)*. The Johns Hopkins University, 1984.
- [130] Patrick Marchesiello, Jérôme Lefèvre, Pierrick Penven, Florian Lemarié, Laurent Debreu, A Vega, P Douillet, V Echevin, and B Dewitte. Keys to affordable regional marine forecast systems. *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*, 30:38–48, 2008.

Appendix A

Annexes



FACULDADE DE CIENCIAS E TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS AMBIENTAIS
CURSO DE CIENCIAS DO MAR E AMBIENTE
ESPECIALIDADE: OCEANOGRAFIA E RECURSOS MARINHOS

LOURENÇO URINQUE MENDES

ANÁLISE DE VARIAÇÕES DE PARÂMETROS AMBIENTAIS NO ECOSISTEMA
COSTEIRO DO RIO MANSOA

Orientadores

MSs. Arame Dieye Orientador Principal

MSs. Francisco Gomes Wambar - Co-orientador

BISSAU

2023

LOURENÇO URINQUE MENDES

ANÁLISE DE VARIAÇÕES DE PARÂMETROS AMBIENTAIS NO ECOSISTEMA
COSTEIRO DO RIO MANSOA

Monografia apresentado no curso de ciências do mar e ambiente, Especialidade Oceanografia e Recursos Marinhos, consiste no trabalho de conclusão do curso que culminará com a licenciatura na especialidade acima referida na Universidade Lusófona da Guiné (ULG).

Orientadora: MSs. Arame Dieye

Co-orientador: MSs. Francisco Gomes Wambar

Bissau

2023

Aprovado em _____ de _____ de 2023

BANCA EXAMINADORA

Orientador: _____

Mestre Arame Dieye

Co-orientador: _____

Mestre Francisco Gomes Wambar

Avaliador: _____

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, falecido Armando Urinque e Angelique Mendes pelo apoio moral e financeiro durante quatro anos de formação.

A Comissão Europeia e seus parceiros Universidade Lusófona da Guiné, Universidade Lisboa, Instituto Superior de Agronomia, WAGENINGEN Uiversity Research, Instituto de Geografia e ordenamento do território, Institut de Recherche e Developpement.

Ao projecto Malmon-DeSIRA (FOOD/2019/412-700) “Mangroves, mangrove rice and mangrove people: sustainable improving rice production, ecosystems and livelihoods” na pessoa de coordenadora Marina Padrão Temudo, PhD + Habil (Agregação) pela concessão de bolsa de estudo de investigação científica no estuário do Rio Mansoa.

Agradeço a minha orientadora Doutoranda Arame Dieye pelo ensinamento e reforço de capacidade técnica na utilização dos aparelhos de medição dos parâmetros oceanográficos. Agradeço a Organização para a Defesa e Desenvolvimento das Zonas Húmidas (ODZH) na pessoa do Diretor Executivo Mestre Francisco Gomes Wambar pelo apoio no reforço de capacidade, materiais de consulta e rede internet.

Aos meus colegas bolseiros do projeto Malmon-DeSIRA e funcionários da (ODZH) de forma direta e indireta pelo apoio moral, os meus agradecimentos para os estudantes de Ciências do Mar e Ambiente de especialidade oceanografia e Recursos Marinhos pela partilha do conhecimento durante quatro anos de formação e todos os professores do curso pelo ensinamento.

Ao senhor Juvinal Santos Junior pelo apoio na realização de pesquisas no internet e partilha do conhecimento sobre métodos de pesquisa, inclusive conteúdos interessantes durante o curso.

RESUMO

O objectivo deste estudo é analisar as variações sazonais dos parâmetros ambientais oceânicos no braço do rio Mansoa e descrever as características, tecnologias, instrumentação e princípio de funcionamento dos aparelhos da rede de marégrafos instalados no âmbito do projecto Malmon-DeSIRA na Guiné-Bissau, a fim de garantir a sua sustentabilidade. Ao fazê-lo, analisámos as características da maré, variações sazonais de temperatura, salinidade e condutividade no braço do rio Mansoa.

Mostrámos que a amplitude da maré é de cerca de 1,4 m e que a maré é semi-diurna. Os resultados também mostraram um aumento do nível médio da água no braço do rio durante a estação das chuvas e uma diminuição durante a estação seca. Para a temperatura, há também um ligeiro aumento da temperatura da água durante os meses de Setembro, Outubro e Novembro e, durante o mesmo período, há também um aumento da salinidade no braço do rio Mansoa.

Palavras-chaves: Mansoa, nível da água, Salinidade, Temperatura, Variações sazonais

ABSTRACT

The objectives of this study are to analyse the seasonal variations of oceanic environmental parameters in the head of Mansoa River and to describe the characteristics, technologies, instrumentation and operating principle of the tide gauges network installed in the framework of the Malmon-DeSIRA Guinea-Bissau project in order to ensure their sustainability. To this end, we analysed the tidal characteristics, seasonal variations of temperature, salinity and conductivity in the head of Mansoa River.

We showed that the tidal range is about 1.4 m and that the tide is semi-diurnal. The results also showed an increase in the average water level in the river during the wet season and a decrease during the dry season. For temperature, there is also a slight increase in water temperature during the months of September, October and November and during the same period, there is also an increase of salinity.

Key words: Mansoa, water level, salinity, temperature, seasonal variations

Epígrafe

*O Progresso é uma narrativa
diretamente proporcional ao empenho
conjugado ao esforço despendido com
vista ao alcance da mesma.*

Lourenço Urinque Mendes

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Rede de medição de parâmetros oceânicos do projeto Malmon.....	2
Figura 2. Marégrafo (Ecolog 800) em Mansoa	14
Figura 3. foto OTT CTD	18
Figura 4. foto Orpheus Mini.....	19
Figura 5. foto Ecolog 800 3G.....	20
Figura 6. Foto OTT RLS	22
Figura 7. Variações do nível da água entre 1 e 3 de Abril de 2021	27
Figura 8. Variações do nível da água em Abril de 2021 em Mansoa	28
Figura 9. Variações sazonais do nível da água em Mansoa	28
Figura 10. Variações sazonais da temperatura da água em Mansoa	29
Figura 11. Variações sazonais de salinidade em Mansoa	29
Figura 12. Variações sazonais de condutividade em Mansoa	30

SIGLAS E ACRÓNOMOS

CTD (Conductivity, Temperature and Depth)

PNUD (Programa das Nações Unidas para Desenvolvimento)

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	III
RESUMO	IV
ABSTRACT	V
LISTA DE FIGURAS	VII
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. JUSTIFICATIVA	2
1.2. PROBLEMÁTICA	3
1.3. CONTEXTO	3
1.4. OBJETIVOS.....	4
1.4.1. OBJETIVO GERAL	4
1.4.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
2. REFERENCIAL TEORICO.....	5
2.1. FENÓMENO DE MARÉS.....	5
2.2. DESCRIÇÃO DOS PARÂMETROS AMBIENTAIS E SEUS IMPACTOS.....	6
2.2.1. NIVEL DO MAR	6
2.2.2. TEMPERATURA	9
2.2.3. SALINIDADE.....	11
2.2.4. CONDUTIVIDADE.....	13
3. METODOLOGIA E PROCESSAMENTO DE DADOS.....	13
3.1. CARATERIZAÇÃO DE ÁREA DE ESTUDO E MATERIAIS UTILIZADOS	14
4. DESCRIÇÃO DAS DIFERENTES TECNOLOGIAS MARÉGRAFICOS	16
4.1. MARÉGRAFOS DO TIPO SENSOR DE PRESSÃO	16
4.2. MARÉGRAFOS DE BÓIA.....	16
4.3. MARÉGRAFOS DIGITAIS	16
4.4. MARÉGRAFOS RADAR.....	17
4.5. ESCALAS DE MARÉ	17
4.6. CARACTERÍSTICAS DO TIPO SENSOR DE PRESSÃO	17
4.6.1. Ott CTD	17
4.6.2. Orpheus Mini.....	18
4.6.3. OTT Ecolog 800 (3G)	19
4.7. Maregrafos do tipo Radar (OTT RLS)	21
4.8. PRINCIPIOS DE FUNCIONAMENTO	23

4.8.1. Maregrafos do tipo sensor de pressão.....	23
4.8.2 Maregrafos do tipo radar	24
4.9. INSTRUMENTAÇÃO (LEITURA DE DADOS)	24
4.9.1. Leitura de dados de marégrafos de tipo sensores de pressão.....	25
4.9.2. Leitura de dados de marégrafos de tipo radar.....	25
4.10. COMPARAÇÃO ENTRE MARÉGRAFOS TIPO SENSOR DE PRESSÃO E RADAR	26
4.10.1. Maregrafos do tipo sensor de pressão	26
4.10.2. Maregrafos do tipo radar	26
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	26
6. CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS.....	30
8. REFERENCIAS	31

1. INTRODUÇÃO

As alterações climáticas são fatos incontestáveis demonstrado cientificamente (PNUD, 2007 *apud* GOMES, 2009). Nas últimas três décadas essa problemática tem chamado atenção devido às variações do nível do mar que está sendo observado nas diferentes regiões do globo e em particular na África Ocidental onde uma parte significativa da produção agrícola ocorre nos ecossistemas do mangal, área muito baixa da zona costeira.

Mediante este fato, o sistema de agricultura-aquicultura-pecuária, exclusivo da África Ocidental, requerer atualmente a capacidade de mobilizar conhecimentos especializados (para construção e manutenção de diques e barragens, para gestão da água, controle da fertilidade e toxicidade do solo e seleção de variedades do arroz) para lidar com consequências decorrentes de mudanças climáticas e minimizar os seus impactos na agricultura (HAHN, 2020).

Segundo a literatura, o nível global do mar subiu 3,1 mm/ano +/- 0,4 (DIENG *et. al.*, 2017) nas últimas três décadas e na África Ocidental 3,31 mm/ano (DIEYE *et. al.*, 2019). Estas variações são devidas a diferentes fatores: à escala global devido ao aquecimento dos oceanos, ao derretimento das geleiras nos pólos norte e sul e à variabilidade climática global, como a El Niño Southern Oscillation (ENSO); à escala regional e local podem ser devidas a efeitos tectónicos, geofísicos (anomalia geóide), trocas entre águas terrestres e oceânicas, fatores oceanográficos (correntes e marés), fatores meteorológicos (ventos e pressão atmosférica) ou descargas fluviais (DIENG *et. al.*, 2017).

Na Guiné-Bissau, o impacto da subida do nível do mar é atualmente muito perceptível com o aumento da frequência e intensidade das submersões marinhas na zona costeira. Mas, este fenómeno não é bem estudado de ponto de vista científico, embora tenha consequências muito negativas para a agricultura, que é um setor socio-económico muito importante no país. Neste sentido, o projeto Malmon-DeSIRA visa criar um Sistema de Alerta Precoce (SAP) contra inundações nos campos de arroz para uma revitalização sustentável do setor.

Este SAP será baseado na observação da maré, que parece ser o processo astronómico físico dominante na zona costeira, mas também outros parâmetros tais como salinidade, temperatura e condutividade de forma a fazer uma análise mais aprofundada da variação do nível do mar e dos seus impactos na agricultura.

Assim, foi instalado marégrafos em diferentes pontos da região costeira de Guiné-Bissau (como Bissau, Oio, Cacheu, Tombali, Bubaque nos Bijagós) para a compreensão deste fenómeno. (figura:1).

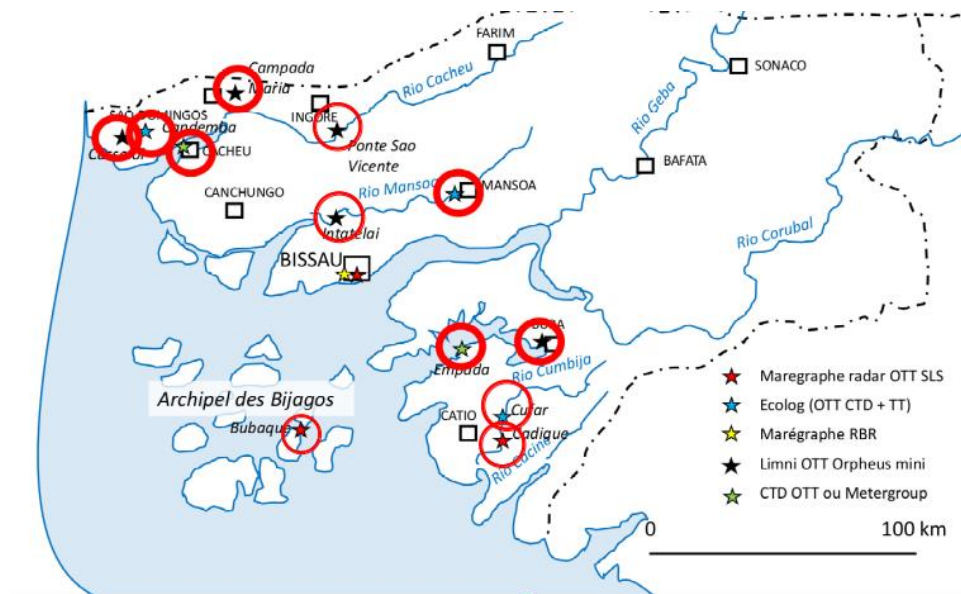


Figura 1. Rede de medição de parâmetros oceânicos do projeto Malmon

1.1. JUSTIFICATIVA

Este estudo é importante porque contribuirá para a melhoria dos conhecimentos sobre as variações dos parâmetros oceânicos, tais como altura da água, salinidade e temperatura. Contribuirá também para avaliação da subida do nível do mar na Guiné-Bissau, um fenómeno que foi muito pouco estudado cientificamente apesar das suas consequências negativas, tais como a perda de terras cultiváveis devido à salinização, a redução dos recursos de água doce devido à salinização do lençol freático, o que geralmente aumenta o risco de conflitos de utilização, mas também à deslocação de certas populações, como já acontece no norte do país.

1.2. PROBLEMÁTICA

As variações de parâmetros ambientais costeiros e marinhos são muito pouco estudadas na Guiné-Bissau. As suas consequências podem afetar a vida dos organismos que habitam esses meios e em alguns casos afetar a vida das populações que vivem e desenvolvem atividades agrícolas perto do rio. Podem resultar nas inundações e uma alteração nas condições ambientais destas zonas húmidas pela salinização dos solos.

Em Mansoa, os impactos de subida do nível do mar e as variações de salinidade e temperatura na bacia são ainda desconhecidas. Assim, este estudo será uma primeira resposta a este problema. De facto, as inundações devidas às alterações súbitas do nível do mar já têm um impacto negativo na região costeira do rio Mansoa onde na sua porção a montante algumas comunidades não conseguem realizar atividades de rizicultura devido à inundação das águas pluviais, devido à obstrução dos canais por causa da sedimentação.

Obstruções dos canais podem estar relacionadas com os dois fatores tais como fraca força da elevação do nível do mar e de correntes pluviais para transportar sedimentos oriundos de diversos fatores do intemperismo e ações antrópicas. Todo conjunto desses fatores torna-se fundamental para compreender a sua influência no sistema marinho da bacia do rio Mansoa.

1.3. CONTEXTO

No âmbito do projeto MALMON-DeSIRA "*Mangroves, mangrove rice and mangrove people – sustainably improving rice production, ecosystems and livelihoods*" financiado pela Comissão Europeia, foi concedidas bolsas de estudos aos estudantes da ULG, Faculdades de Ciências e Tecnologias, curso de ciências do mar e ambiente, em particular na especialidade oceanografia e Recursos Marinhos. Este estudo faz parte dessas bolsas, mas focalizado para analisar tecnologias, características, princípios de operação e instrumentação dos sistemas de medição da variação do nível do mar e para analisar a variação sazonal dos parâmetros físicos ambientais no Rio Mansoa.

Para isso foi instalada uma rede densa e de altíssima precisão na medição das variações do nível do mar, salinidade, temperatura e condutividade da água do mar. Esta rede de medição é composta por onze (11) medidores de maré do tipo sensor de pressão que medem as variações do nível do mar diretamente e três (03) medidores de maré do tipo radar que medem as variações do nível do mar indiretamente. Com efeito, o principal objetivo desta

rede de monitorização do nível do mar é estabelecer um sistema de alerta precoce para inundações consequentes das marés muito altas e tempestades.

De facto, uma grande parte dos arrozais da Guiné-Bissau está fortemente ameaçada pela subida do nível do mar e estão cada vez mais expostos a cheias devido às marés de amplitudes invulgares (como as observadas durante a estação das chuvas de 2015 e 2017). Estas submersões marinhas, cujo período de ocorrência aumenta ano a ano neste contexto de alterações climáticas, conduzem à salinização dos solos e das águas e tornam-nos gradualmente inadequados para a agricultura e em alguns casos forçam algumas famílias a abandonar suas áreas de lavouras e comunidades levando assim ao aumento do êxodo rural (JUST, 2010).

1.4. OBJETIVOS

1.4.1. OBJECTIVO GERAL

- Analisar as variações sazonais dos parâmetros ambientais costeiros marinhos (nível do mar, temperatura, salinidade e condutividade).
- Descrever os dispositivos de rede de marégrafos do projecto Malmon para garantir a sua perenidade.

1.4.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar as variações sazonais do nível do mar no Rio Mansoa.
- Analisar as variações sazonais de temperatura no Rio Mansoa.
- Analisar as variações sazonais de salinidade e condutividade no Rio Mansoa.
- Analisar tecnologias, características, princípios de operação e instrumentação dos marégrafos do projecto Malmon.

2. REFERENCIAL TEORICO

2.1. FENÓMENO DE MARÉS

As marés são oscilações periódicas do nível do mar resultantes da força centrífuga do sistema Terra-Lua e um sistema de forças gravitacionais geradas pela atração entre o Sol, a Lua e a Terra (RIBEIRO, 2014). O efeito de maré é uma das perturbações que pode afetar significativamente zonas costeiras e determinadas zonas húmidas com potencial agrícola (SAMPAIO, 2009). Esse fluxo e refluxo são vitais para a vida marinha nessas regiões e são separados por períodos de calmaria, sem correntes (SOARES, 2019).

O movimento periódico que obedece a força do campo gravitacional no sistema Terra-Sol-Lua pode provocar variação do nível do mar na zona costeira e conseqüente inundação de zonas húmidas causando alterações hidrológicas e solos (PUGH, 1987). A maré meteorológica pode também ser responsável pelo aumento ou diminuição do nível do mar num dado local, se os registos da sua amplitude são maiores do que aqueles previstos, o que implica a intrusão de água do mar em zonas húmidas, que pode favorecer as situações extremas a ocorrência de ondas com grande poder destrutivo que se quebram ao longo da praia (MARONE e CAMARGO, 1993).

Os movimentos de maré são afetados pelo atrito do assoalho costeiro, as ilhas barreiras, a restinga. A forma e tamanho das bacias dos rios acentuam ou diminuem varios componentes das forças geradoras de maré. Inundações devido às marés altas ou tempestades têm sido um dos principais fatores de insucesso produtivo agrícola em zonas húmidas costeiras (MARSHALL e REINERT 1990; SIDLE *et. al.*, 1992; BAYARD e ELPHICK 2011 *apud* PRADO, 2022). Na maré alta há uma elevação do nível do mar que gera corrente de enchente para o interior do estuário, aumentando a salinidade do mesmo e, por conseguinte, o estresse salino afetam o crescimento da flora e sua capacidade fotossintética (SANTOS, 2013). Os fluxos dos rios através dos estuários desempenham papel significativo na distribuição local de nutrientes, introduzindo diferentes formas de nitrogênio orgânico e inorgânico na zona eufótica em áreas de plataforma continental (METZLER *et. al.*, 1997 *apud* SANTOS, 2013).

Devido aos efeitos da crosta terrestre somado com efeitos da atração entre Lua, Sol e a Terra, a restrição das águas nos seus reservatórios oceânicos, produz variações na ocorrência de marés diária com diferentes intervalos de tempos no mesmo local, podem ser divididas em marés diurnas, semidiurnas e mistas.

As marés diurnas constitui um padrão de ocorrência uma preamar e uma baixa-mar por dia lunar, as marés semidiurnas ocorre duas preamares e duas baixa-mares e marés mistas é a diferença entre duas preamares e duas baixa-mares consecutivas, sendo preamar é maior altura alcançada pelas águas em elevação de maré e baixa-mar é menor altura alcançada pelas águas em declinação de maré (MIGUENS, 1996 *apud* CALADO, 2019).

A posição relativa do sistema Lua-Terra-Sol produz amplitudes de marés diferentes devido ao movimento da terra, declinação da Lua e do Sol, quando a Lua, a terra e o Sol estão alinhados às forças de atração somam-se gerando marés altas (preamares) e marés baixas (baixa-mares). Esse alinhamento acontece duas vezes por mês na fase de Lua nova e Lua cheia produzindo as marés de sizígia, ou seja, maior amplitude de marés. (MCCORMICK e THIRUVATHUKAL, 1981; MIGUENS, 1996 *apud* CALADO, 2019).

Quando a Lua, Terra e Sol formam um ângulo de 90° entre si na fase de quarto crescente e quarto minguante da Lua as forças de atração do Sol e da Lua produz marés de quadratura, ou seja, menor amplitude de marés (MCCORMICK e THIRUVATHUKAL, 1981; MIGUENS 1996 *apud* CALADO, 2019).

O conhecimento das variações das alturas do nível do mar é importante do ponto de vista de engenharia porque afeta dinâmica costeira e transporte de sedimentos, influência na escolha das cotas de implantação de estruturas portuárias e de proteção costeira (PICKERING, 2012 *apud* COELHO, 2016).

Nos estuários ocorrem oscilações harmônicas provenientes das forças astronômicas a onda de maré sofre oscilações harmônicas de curto período provenientes da morfologia estuarina. A convergência das margens do estuário faz com que a onda de maré seja comprimida, o que produz aumento de amplitude.

O avanço do estuário no a montante, o atrito do fundo dissipa energia de onda de maré contribuindo na redução de amplitude (DIER, 2000 *apud* COELHO, 2016). Os movimentos horizontais associados aos ciclos de maré no estuário são denominados correntes de maré. Essas correntes são condicionadas pela morfologia do sistema estuarino, pela profundidade local e pela vorticidade relativa devido ao atrito com o fundo. (COELHO, 2016).

2.2. DESCRIÇÃO DOS PARÂMETROS AMBIENTAIS E SEUS IMPACTOS

2.2.1. NIVEL DO MAR

O termo sobre elevação do nível do mar ou "*storm surge*" refere-se à subida temporária do nível do mar resultante da existência de condições meteorológicas anômalas,

nomeadamente de variações no campo da pressão atmosférica e/ou da ação de ventos fortes e prolongados (DIAS e TABORDA, 1992). De acordo com o relatório do IPCC (*Intergovernmental Painel on Climate Change*) (IPCC, 2018), as atividades humanas já provocaram um aumento global médio da temperatura de aproximadamente 1° C e devem provocar um aumento de 1,5°C entre os anos de 2030 e 2052 (CALADO, 2019). Para encontrar padrões dessas mudanças foram desenvolvidas técnicas de monitoramento pontuais e regionais utilizando marégrafos, sensores flutuantes (NASA, 2018; GGOS, 2018 *apud* CALADO *et. al.*, 2019).

Nas zonas costeiras, o monitoramento do nível do mar tem se tornado cada vez mais importante para prever e alertar riscos de inundações e tsunamis, e também para determinar os impactos do aumento, ou declínio, do nível do mar nas populações costeiras e no ecossistema local (MARCOS *et. al.*, 2019 *apud* CALADO *et. al.*, 2019).

As consequências da elevação do nível do mar no século XXI têm afetado as infraestruturas, os ecossistemas costeiros e as vidas de pessoas no mundo, de maneira que o nível médio dos mares serve como um indicador do impacto social (CALADO *et. al.*, 2019), as mudanças do nível do mar despertaram o interesse da população atual, assim como o derretimento do gelo que ocorrem nos pólos afetando o clima e consequente subida do nível do mar (HAHN, 2020).

Dois processos primários que contribuem para a subida do nível do mar são a expansão térmica com o aumento no volume de água como resultado da absorção de calor e a transferência de terras para o oceano (HOUGHTON *et. al.*, 2001 *apud* GOMES, 2009), o aumento de emissão de gases de efeito estufa no planeta consequente das ações das sociedades humanas e que resulta num fenômeno de aquecimento global, com um conjunto de impacto, dentre as quais as alterações dos padrões regionais de precipitação, alterações de zonas agrícolas (GOMES, 2009).

Os relatórios (IPCC in COSTA, 2007 *apud* GOMES, 2009) do IPCC conclui que os impactos serão maioritariamente negativos provocarão severos alagamentos de zonas húmidas, aumento da erosão costeira, intensificação das inundações, aumento da salinidade dos rios e lençóis freáticos fato que já está sendo observada em muitas partes do mundo inclusive no litoral Oeste África, uma região onde grande partes de comunidades humanas dependem da rizicultura do arroz para sobreviverem.

Já os fatores meteorológicos ligados ao estado local do tempo e à propagação da agitação marítima, a ondulação e o vento colaboram para o acúmulo das águas, o que no

montante provoca elevação do nível do mar ou declínio quando os ventos sopram na terra para o mar. (NETO, 2009). A pressão atmosférica provoca uma subida do nível do mar nas zonas de baixa pressão e descida em zonas de alta pressão que se associa ao desequilíbrio hidrostático da coluna da água e atmosfera face às áreas circundantes. Na ocorrência desordenada de pressões nas grandes imediações tal como as tempestades, o efeito de pressão pode contribuir na elevação do nível do mar (MESQUITA, 2003 *apud* NETO, 2009). Os fatores astronômicos também influenciam o nível do mar em escala temporal.

Na região costeira da Guiné-Bissau, a rede maregráfica instalada em diferentes localidades no país permitiu acessibilidade de dados via aplicativo externo CSV, possibilitando um conjunto de análises sobre a variação do nível do mar (ANTUNES, 2010). O diretório de dados brutos no software de configuração permitiu a análise de dados em tempo real e que estão sendo usados para estudo de variação do nível do mar na Guiné-Bissau.

O processamento de dados em tempo real é usado para avaliar num certo intervalo do tempo, elevação do nível do mar causado pelas passagens de depressões atmosféricas e consequentes riscos naturais, nomeadamente, erosão costeira, inundação e destruição de infraestruturas na zona costeira (ANTUNES, 2010). Diversos estudos efetuados recentemente demonstram que a taxa de subida do nível do mar (NM) tem tendência crescente (JEVREJEVA *et. al.*, 2014 *apud* MADEIRA e ANTUNES, 2018). Dada à situação de galgamentos, erosão, inundação costeira torna-se necessária aplicação de um conjunto de medidas que visam a monitorização do nível do mar (MADEIRA e ANTUNES, 2018).

A taxa de aumento global do nível do mar no século XXI é cerca de 3,7mm/ano. Com o aumento da temperatura global e eventos extremos com maior frequência tais como precipitação e ciclones (IPCC, 2021 *apud* PRADO, 2022). Os riscos de alagamentos causados pelo aumento do nível do mar em zonas costeiras devido ao aquecimento global ameaçam seriamente atividades agrícolas. A maré alta desencadeada pela variação de tempestade tem sido uma das principais causas de insucesso agrícola devido a intrusão salina que foi confirmada nas últimas décadas porque se verificou que a variação do nível do mar apresenta amplitudes elevadas com aumento da erosão costeira verificadas a nível global que são atribuídas a elevação do nível do mar (DIAS e TABORDA, 1988).

2.2.2. TEMPERATURA

É uma grandeza que está relacionada com a intensidade de calor, transferido por radiação, condução ou convecção (entre o corpo d'água, a atmosfera e o solo). A temperatura é o parâmetro mais influenciado pela sazonalidade, devido à localização e às estações do ano (JUST, 2010). O aumento da temperatura média global no século passado foi de 1°C, as áreas mais vulneráveis são zonas costeiras, pântanos, lagos e zonas húmidas, ainda indica que as temperaturas médias globais podem aumentar entre 1 e 3,5°C até 2100. (IPPC, 2007 *apud* GOMES, 2009). Os impactos de variação sazonal de temperatura poderá vir afetar a distribuição de recursos hídricos ou produção agrícola em zonas húmidas. Atualmente a temperatura média da superfície da terra sofreu um aumento de 0,6°C desde o início do século XXI. Esse aumento de temperatura pode resultar em insolação e erupções vulcânicas decorrentes na crosta terrestre. A emissão de radiação infravermelha pela crosta pode provocar aumento da temperatura na atmosfera influenciando a distribuição sazonal de precipitação (DESSAI e TRIGO, 2001).

A temperatura das águas estuarinas em função das condições meteorológicas constitui um fator controlador nos processos bioquímicos dos organismos, e na solubilidade dos gases na coluna da água. As trocas gasosas entre águas pluviais e marinhas produzem variações de temperatura no estuário induzidas pelo vento e correntes de maré (CUNHA, 1982 *apud* SANTOS, 2013).

As consequências do aumento da temperatura já provocaram o desequilíbrio ecológico nas regiões costeiras, o derretimento das placas de gelo no polo norte e sul e inundações em zonas costeiras abaixo do nível do mar (GOMES, 2009). Espécies inteiras de animais marinhos e peixes estão sob risco de extinção com o aumento da temperatura e eles unicamente não conseguem resistir às alterações das condições ambientais que determinam o desenvolvimento dos organismos no ambiente marinho (ONG GREEN PEACE *apud* NETO, 2009).

As correntes marinhas comprometem as temperaturas e salinidade por meio do efeito geostrofico, elevando localmente o nível das águas (NETO, 2009). A temperatura das águas em zonas húmidas varia em função das condições meteorológicas e da profundidade, constituindo um fator limitante da flora e fauna, controla o processo bioquímico dos organismos e a solubilidade do oxigênio na coluna da água. As águas superficiais em zonas húmidas são aquecidas pela radiação solar que pode resultar no processo de evaporação

acentuada e, conseqüente aumento da densidade e a concentração do sal, uma das razões, do abandono de atividades agrícola do solo do mangal (PAES, *et al.*, 2018).

A temperatura da água é também um parâmetro de grande importância para o desenvolvimento do cultivo de arroz, pois afeta os processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem nas plantas do arroz, a sua variação funciona como resposta ao processo de troca de calor entre a superfície da água e a atmosfera. (COSTA, 2007). As temperaturas altas são prejudiciais às raízes e o caule, as baixas temperaturas diminuem a viscosidade da água e a velocidade de absorção das raízes das plantas do arroz (COSTA, 2007).

O calor absorvido pelas águas no estuário provém da radiação solar, as águas estuarinas são aquecidas *in situ*, mas trocas de calor são processadas através do fluxo da água salgada que penetra no ambiente estuário na preamar e pela descarga da água doce do rio (LIRA, *et. al.*, 1978).

As variações de temperatura no estuário são induzidas pela precipitação pluviométrica, fluxo da água doce e ressurgência da água salgada na bacia do Rio Mansoa (LIRA, *et. al.*, 1978).

IPCC apresentou dados de variações de temperatura do último século que indicam uma mudança considerável e rápida em várias partes do planeta, ainda indica que os resultados de pesquisa apresentados por várias instituições de pesquisa ao redor do mundo apontam um aumento gradual na temperatura da terra. O mesmo relatório avisa um aumento da temperatura média global da crosta terrestre de 0,3 °C a 4,8 °C até o fim deste século, dados projetados a partir dos anos de 1986 a 2005 (IPCC, 2013).

Também são esperadas temperaturas extremas, tanto de frio quanto de calor na maioria das áreas do planeta, podendo também haver um aumento de ondas de calor com duração prolongada em algumas localidades, assim como ondas de frio extremo em pontos do globo durante o inverno. Além disso, os dados apontam para um aumento na acidificação dos oceanos, o que configura uma ameaça à biodiversidade, interrupção no ciclo global e disponibilidade de água doce em diversas localidades, devido a alterações nos índices de precipitação, o que causaria mudanças ecológicas substanciais em escala global (IPCC 2013 *apud* O' Neill *et al.* 2017).

O sexto relatório (IPCC, 2021) apontou que entre os anos 2081 e 2100 poderá haver um aumento global de temperatura até 5,7 °C em relação ao período entre 1850 a 1900, sendo um cenário crítico de emissões de gases do efeito estufa mais elevadas. Já que o outro cenário apontou baixo nível de emissões de gases, a temperatura poderá atingir os valores de 1,0 a 1,8

°C. O relatório indica intensificação de precipitações com maior frequência com aquecimento global. (PRADO, 2022). Em escala global, projecta-se que eventos extremos diários de precipitação se intensifiquem em cerca de 7% para 1°C de aquecimento global (PRADO, 2022).

2.2.3. SALINIDADE

A salinização é o acúmulo de sais, geralmente, dominado pelo cloreto de sódio no solo e na água, a níveis que podem afetar sociedades humanas, ao exemplo de abastecimento hídrico na agricultura, e recursos naturais, como plantas, animais, entre outros. Os rios se constituem em depósitos naturais de sais, que são arrastados pelas correntes pluviais da superfície terrestre até os pontos mais baixos do relevo, acumulando-se progressivamente e constituindo elementos da dinâmica costeira. As inundações periódicas pelas águas do mar, devido ao fenômeno de marés altas, constituem a principal fonte de sais em áreas de cota baixa (COSTA, 2007).

A salinidade de terras aráveis é um problema crescente na Guiné-Bissau, principalmente, nas regiões de árido e semi-árido onde a precipitação de chuvas é insuficiente para lixiviar os sais presentes na zona radicular e, esse é um fator que reduz, significativamente, a produção agrícola. (COSTA, 2007). O estresse salino afeta a maioria dos processos, assim como o crescimento das plantas, relações de água, a fotossíntese e reposição de sais minerais (COSTA, 2007).

A salinização dos solos apresenta impactos ambientais e socioeconômicos, visto que reduz a produção agrícola, causando geralmente o abandono da área afetada, podendo levar prejuízos à economia de escala comunitária a regional (MELO *et. al.*, 2008).

Os problemas de salinização em solos aráveis são conhecidos há muito tempo, mas sua magnitude e intensidade têm aumentado nos últimos 30 anos, resultando na expansão alarmante da área de solos degradados por salinidade, os efeitos da salinidade nos solos podem afetar adversamente o balanço ecológico de uma área, ao exemplo da zona costeira de Guiné- Bissau, onde avanço do nível do mar vem provocando a substituição das espécies de plantas e animais nos solos inundados pelas águas do mar nesse cenário de transgressão do nível do mar global (SANTOS, 2013).

Dentre os impactos oriundos da consequência de salinização dos solos pode-se citar: baixa produtividade agrícola, altos custos de produção, aumento do escoamento superficial;

pequena recarga dos aquíferos; balanço ecológico; piora nos índices de saúde pública; dentre outros (RIBEIRO *et. al.*, 2009).

Mudanças de salinidade influenciam diretamente a densidade das águas oceânicas. Uma diminuição da densidade da água implica em um aumento do seu nível que pode, por sua vez, equilibrar as pressões hidrostáticas com as regiões adjacentes (KALIL, 1999). Variações ligadas ao ciclo hidrológico provocam a subida e descida das águas em respostas às anomalias gravimétricas (PIRAZOLLI, 1986 *apud* NETO, 2009).

A degradação do solo afeta diretamente a produção agrícola e o ambiente, causa instabilidade social e política, reduz a área de remanescentes florestais, acelera a exploração de terras marginais e frágeis aumento a poluição dos mananciais e emissão de gases que provocam efeito estufa.

A atividade agrícola pode estar na origem de degradação do ambiente, perda de biodiversidade e poluição de zonas húmidas devido ao uso de fertilizantes e pesticidas nas lavouras. (FAO, 2011 *apud* PRETROTTI *et. al.*, 2015)

Sendo problema ambiental a elevada concentração dos sais no solo causa perdas significativas para agricultura mundial em particular na Guiné-Bissau, inviabiliza a exploração de novas áreas de cultivo. (FLOWERS, 2004; MUNNS *et. al.*, 2006 *apud* PETROTTI, *et. al.*, 2015). As regiões com baixa precipitação reduz a atividade bioclimática, menor grau de intemperização, drenagem deficiente e a utilização de água má qualidade conduzem a formação de solos com alta concentração de sais. (HOLANDA *et. al.*, 2007 *apud* PETROTTI *et. al.*, 2015).

Oscilação sul (ENOS) é um fenómeno que interfere nas circulações atmosféricas causando anomalias nos registos de principais parâmetros físico-químicos, nomeadamente salinidade, temperatura, nível do mar e condutividade no estuário. Salinidade no estuário afecta directamente flora e fauna, afecta potenciais usos humanos do corpo da água, afecta a solubilidade dos gases no estuário (SILVA, 2017). Os solos estuarinos apresentam quantidades variáveis de sais solúveis em água, com menor e maior quantidade carregados pelas correntes da água do rio (SILVA, 2017).

Sais podem ser encontrados no solo na forma de íons absorvidos às partículas do solo e na forma de sal precipitado. A salinização de um solo pode ocorrer quando possui material com influência de sedimentos como é o caso dos solos das aluviões (SILVA, 2017). A salinidade ocorre em geral em solos situados em zonas baixas como sendo zonas de

concentração das águas pluviais provenientes do escoamento superficial e subterrâneo, a baixa precipitação pluviométrica favorece o aumento de salinização nos solos (SILVA, 2017).

2.2.4. CONDUTIVIDADE

A Condutividade Elétrica é a medida da facilidade de uma água conduzir a corrente elétrica e está diretamente ligada com o teor de sais dissolvidos sob a forma de íons (SANTOS, 2008 *apud* LUIZ e SILVA, 2013). A condutividade elétrica indica o nível de solubilidade de sais ou outros compostos no ambiente aquático, fornecendo informações sobre as condições do sistema desde a disponibilidade de nutrientes até possíveis fontes poluidoras (PITTOL, 2010 *apud* SCHEER, 2015,). A concentração elevada de sais solúveis pode afetar seriamente o desenvolvimento e a produção de arroz no solo do mangal. A medida que a concentração de sais aumenta na solução do solo de mangal pode reduzir o potencial osmótico, razão pela qual as plantas de arroz requerem maior quantidade de energia na absorção de água e sais minerais (FERREIRA, 2007 *apud* SILVA, *et. al.*, 2012).

O estresse hídrico pode comprometer o desenvolvimento de plantas, os efeitos imediatos da salinidade sobre a plantação do arroz são a seca fisiológica, resultante do decréscimo do potencial osmótico no solo; a concentração de íons pode provocar o desequilíbrio nutricional impedindo absorção de outros nutrientes, a concentração elevada de certos íons podem provocar efeitos tóxicos sobre plantação. (FERREIRA, 2007 *apud* SILVA, *et. al.*, 2012).

A qualidade da água no solo de mangal é influenciada pela variação sazonal, pelo efeito da diluição dos sais pela recarga pluviométrica, efeito de evaporação acentuada entre outros fatores podem provocar a propagação da solubilidade dos sais na zona húmida e consequente aumento de densidade das águas (ANDRADE, *et. al.*, 2012).

3. METODOLOGIA E PROCESSAMENTO DE DADOS

As séries temporais do nível do mar, temperatura e condutividade são coletadas na estação do braço do rio Mansoa. As coordenadas da estação são 15° 19 '09" W e 12° 03' 09"N. O sensor de pressão de tipo OTT Ecolog 800 3G foi utilizado. OTT ecoLog 800 consiste em três componentes principais: unidade de comunicação, cabo da sonda de pressão e sonda de pressão com registrador de dados, sendo inserido num tubo em contato com superfície da água do rio. Foram coletados os registros de dados de 26 de março de 2021 a 11 de janeiro de 2022, num total de 11 meses.



Figura 2. Marégrafo (Ecolog 800) em Mansoa

Os dados foram extraídos através do software de configuração do Programa Operacional OTT Water Logger, com conexão do cabeçote de leitura USB OTT IrDA-Link a uma porta USB no PC. O software de configuração exibe os sensores disponíveis e o tempo de leitura possível. Com apertado no botão "Ler" - o software de configuração copia as medições do OTT ecoLog 800 (3G) para o PC. Os dados estão localizados no diretório de dados brutos do software de configuração e foram exportados em diferentes formatos para aplicativos externos: CSV – arquivo de texto estruturado no formato CSV (Comma-Separated Values) e Excel – planilha do Microsoft Excel.

A salinidade foi então calculada com os dados de temperatura e condutividade recolhidos. De facto, de acordo com Noblet (2012) e Descroix (2020), a salinidade é calculada da seguinte forma:

$$S = (0,72 \times C - 3,06) \times (1 + 0,02 (T - 25)) \quad (1)$$

Onde, S é salinidade em psu; C é condutividade (mS/cm) e T é a temperatura em °C.

3.1. CARATERIZAÇÃO DE ÁREA DE ESTUDO E MATERIAIS UTILIZADOS

O estuário do rio Mansôa fica situado a 61,8 km de capital Bissau, apresenta características ecológicas importantes pela sua enorme biodiversidades composta pela sua variedade de flora e fauna aquática dependentes das suas condições ambientais, em particular das marés, que pela primeira vez foram objeto de estudo científico para avaliar os seus efeitos na agricultura em face aumento do nível do mar consequente das mudanças climáticas reconhecidas globalmente.

Os marégrafos, ou indicadores de maré, se originaram da proposta de Moray, datada de 1665, de usar um poço, tubo vertical no qual uma bóia, ou flutuador, se move para cima e para baixo à medida que o nível de água no seu interior varia, para medir as mudanças no nível do mar (CALADO, 2019 P.22).

Os marégrafos são as fontes de medições históricas do nível do mar com precisão. Os registros obtidos nas estações maregráficas têm sido tradicionalmente usados para avaliar o nível do mar para fins de navegação, para estudar e prever marés em um determinado local. Na Geodésia é utilizado para definir o nível médio do mar na definição do Datum de Sistemas Verticais de Referência Clássicos (CALADO *et. al.*, 2019 p.53-54).

Assim, os marégrafos são as principais fontes de observações costeiras do nível do mar, fornecendo medições pontuais no local do marégrafo em relação a uma referência fixa na superfície física da Terra, ou seja, propiciando o nível relativo do mar (CHELTON e ENFIELD, 1986 *apud* CALADO *et. al.*, 2019).

No projecto Malmon-DeSira temos principalmente quatro tipos de marégrafos:

- O registrador de águas subterrâneas OTT ecoLog 800 (3G) é usado para medir e registrar com precisão o nível, a temperatura da água e a condutividade elétrica específica nas águas subterrâneas e transmitir esses valores medidos via rede de telefonia móvel GSM. Além disso, com base na condutividade específica, o OTT ecoLog 800 (3G) determina a salinidade, bem como o valor de TDS (Total Dissolved Solids).

- O registrador de águas subterrâneas OTT Orpheus Mini é usado para medir e registrar com precisão o nível e a temperatura da água nas águas subterrâneas. Para determinar o nível de água, uma sonda determina a pressão hidrostática da coluna de água através de uma célula de medição de pressão relativa.

- O registrador de dados de águas subterrâneas OTT CTD fornece medição e registo precisos dos níveis e temperaturas das águas subterrâneas, bem como a condutividade elétrica específica das águas subterrâneas. O OTT CTD também calcula a salinidade e um valor TDS (Total Dissolved Solids) com base na condutividade específica. A sonda de pressão usa a pressão hidrostática da coluna de água acima de uma célula de medição de pressão relativa para determinar o nível de água.

- O sensor de radar OTT RLS é usado para medição sem contato dos níveis de água da superfície. A OTT fornece dois modelos de sensores de radar: modelo CE ou modelo FCC. Ambos os modelos apresentam o mesmo design geral.

Os marégrafos medem as mudanças do nível do mar na posição relativa entre a crosta e a superfície do oceano. Essas medições são influenciadas por vários fenômenos consequente de movimentos verticais da crosta terrestre afetando marégrafos, as tecnologias geodésicas como GPS e DORIS, fazem medições com maior precisão possibilitando a separação de movimentos da crosta terrestre com variações geocêntricas do nível do mar. (BLEWITT *et. al.*, 2010; WÖPPELMANN e MARCOS, 2016 *apud* CALADO, 2019).

Os medidores de radar são os que oferecem mais vantagens, facilidade de instalação e manutenção, não exigindo fixações extensas em uma parede do porto ou píer. Ao contrário dos sistemas acústicos, as medições por radar não são afetadas por gradiente de temperatura ou temperatura vertical.

Os medidores de radar tornaram-se uma opção econômica para as estações de nível do mar, porém com algumas ressalvas. Uma das suas desvantagens inclui sua exposição potencial a danos durante grandes tempestades e tsunamis, ou que fragmentos flutuantes ou barcos possam passar sob o feixe, resultando em falsas medições. (WOODWORTH *et. al.*, 2015 *apud* CALADO, 2019).

4. DESCRIÇÃO DAS DIFERENTES TECNOLOGIAS MARÉGRAFICOS

4.1. MARÉGRAFOS DO TIPO SENSOR DE PRESSÃO

Servem para medir variações em águas profundas, em alto-mar. Seu funcionamento consiste no registro da quantidade de coluna d'água que está acima dele e na variação dessa coluna. Ficam presos ao fundo de estuários em plataformas rígidas que evitam o movimento do aparelho.

4.2. MARÉGRAFOS DE BÓIA

Possuem um flutuador preso a um cabo ou a uma fita de aço que transmite o movimento decorrente da variação de nível de água, acoplado a um sistema que mobiliza um marcador do gráfico de papel em movimento.

4.3. MARÉGRAFOS DIGITAIS

Marégrafos digitais, desenvolvidos mais recentemente, são medidores de nível de marés e consistem em uma régua montada em módulos onde ficam os sensores e uma unidade de controle. Os dados armazenados podem ser transferidos para um aparelho coletor de dados ou diretamente para um microcomputador, por meio de placa modem e linha telefônica, fazendo com que possam ser obtidos online.

4.4. MARÉGRAFOS RADAR

Marégrafos de radar e de laser (emerso), cujo nível de água é medido, respectivamente, através da propagação de um sinal acústico ou um raio laser ao longo de um tubo ou poço.

4.5. ESCALAS DE MARÉ

Réguas graduadas que se fixam verticalmente na costa e permitem a leitura do nível de maré ao longo do tempo.

4.6. CARACTERÍSTICAS DO TIPO SENSOR DE PRESSÃO

Para sensores de pressão, temos três tipos na rede de marégrafos do projecto Malmon: OTT CTD, Orpheus mini e Ecolog 800 3G.

4.6.1. Ott CTD

O OTT CTD é um datalogger profissional para medição de nível de água, temperatura e condutividade. Além disso, também pode produzir salinidade e TDS (total de sólidos dissolvidos). O CTD salva todas as medições no buffer de anel integrado e não volátil de 4 MB (aprox. 500.000 valores).

Características / Benefícios

- Para verificações ambientais em águas subterrâneas e superficiais.
- Corrosão e água salgada material de carcaça resistente.
- Condutividade de 4 eletrodos célula de medição.
- Software conveniente para todas etapas operacionais importantes.
- Pode ser equipado para controle remoto transferência com OTT ITC sem fiação adicional.
- Instalação simples em observação de poços de vaçao de 1".

Parâmetros

Parâmetros nível/pressão da água, temperatura, condutividade.

Dimensão

- Memória de dados Infravermelho (IrDA) 4MB/aprox. 500.000 valores.
- Dimensões da unidade de comunicação valores 400 mm x 22 mm (L x Ø) 317 mm x 22 mm (L x Ø).

Sensibilidade

Intervalo de sondagem/armazenamento 5 segundos ... 24 horas.

Campos de Leitura

- Medição do nível de água Alcance 0 ... 4 m, 0 ... 10 m, 0 ... 20 m, 0 ... 40 m, 0 ... 100 m
0,001 m, 0,1 cm, 0,01 pés, 0,1 pol;

- Medição de temperatura Alcance $-25^{\circ}\text{C} \dots +70^{\circ}\text{C}$;

- Medição de condutividade Alcance 0,001 ... 2,000 mS/cm 0,001 mS/cm.

Erros de medição

Precisão (linearidade + histerese) $\pm 0,05\%$ FS, Precisão $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$, Precisão $\pm 0,5\%$ das medidas. valor (mín. $\pm 0,001$ mS/cm).



Figura 3. foto OTT CTD

(fonte: www.ott.com)

4.6.2. Orpheus Mini

Características / Benefícios

- Pressão cerâmica capacitiva célula;
- Robusta, precisa e com estabilidade a longo prazo;
- Qualidade, resistente à água salgada, carcaça de aço inoxidável;
- Baixo consumo de energia;
- Troca rápida de bateria sem ferramentas;
- A sonda permanece na água;
- Fácil instalação;
- Adaptador placas para poços de 1“;
- Transferência remota via GSM/SMS/ GPRS com OTT ITC.



Figura 4. foto Orpheus Mini
(fonte: www.ott.com)

Parâmetros

O registrador de águas subterrâneas OTT Orpheus Mini é usado para medir e registrar com precisão o nível e a temperatura da água nas águas subterrâneas.

Dimensão

Unidade de comunicação L x Ø 400mm x 22mm, Sonda de pressão L x Ø 195mm x 22mm, Comprimento do sistema (inclui unidade de comunicação/ comprimento do cabo da sonda de pressão) 1,5 a 200m $\pm 1\%$ ± 5 cm.

Campos de leitura

- Coluna de água 0 a 4 m (0 a 0,4 bar), Coluna de água 0 a 10 m (0 a 1 bar) 20, Coluna de água 0 a m (0 a 2 bar) 40 m, Coluna de água 0 a 0 a 4 bar), Coluna de água 0 a 100 m (0 a 10 bar).

- Temperatura Faixa de medição – 25°C a +70°C.

Erros de medição

Precisão (linearidade + histerese) Estabilidade a longo prazo (linearidade + histerese) Ponto 0 $\pm 0,05\%$ FS $\pm 0,1\%$ /a FS $\pm 0,1\%$ FS. Precisão 0,1°C (calibração: 0,01°C) $\pm 0,5^\circ\text{C}$ (calibração: $\pm 0,1^\circ\text{C}$)°C°F Valores limite EMC.

4.6.3. OTT Ecolog 800 (3G)

O registrador de águas subterrâneas OTT ecoLog 800 (3G) é usado para medir e registrar com precisão o nível, a temperatura da água e a condutividade elétrica específica nas águas subterrâneas e transmitir esses valores medidos via rede de telefonia móvel GSM. Além disso, com base na condutividade específica, o OTT ecoLog 800 (3G) determina a salinidade, bem como o valor de TDS (Total Dissolved Solids).

Parâmetros

- Nível de água;
- Temperatura da água;
- Condutividade eléctrica;
- Salinidade e valor de TDS (Total Dissolved Solids).

Dimensão

- Unidade de comunicação L x Ø 520mm x 50mm;
- Sonda de pressão L x Ø 317 mm x 22 mm;
- Comprimento do sistema (comprimento do cabo incluindo unidade de comunicação/sensor de pressão 2 a 200m $\pm 1\%$ ± 5 cm).

Campos de leitura

Coluna de água 0 a 4 m (0 a 0,4 bar) ; Coluna de água 0 a 10 m (0 a 1 bar) 20 ; Coluna de água 0 a m (0 a 2 bar) 40 m ; Coluna de água 0 a (0 a 4 bar) ; Coluna de água 0 a 100 m (0 a 10 bar).

Erros de medição

Precisão (linearidade + histerese) Estabilidade a longo prazo (linearidade + histerese) Ponto 0 $\pm 0,05\%$ FS ; $\pm 0,1\%/a$ FS ; $\pm 0,1\%$ FS.



Figura 5. foto Ecolog 800 3G
(fonte: www.ott.com)

4.7. Maregrafos do tipo Radar (OTT RLS)

O sensor de radar OTT RLS é usado para medição sem contato dos níveis de água da superfície.

Parâmetros

Nível de água.

Dimensão

Dimensões L x L x A ; 222 mm x 152 mm x 190 mm · 8,74" x 5,98" x 7,48".

Sensibilidade

Intervalo de sondagem/armazenamento 5 segundos ... 24 horas.

Campos de leitura

Distância OTT RLS – superfície da água e de 0,4 a 35m.

Erros de medição

O erro de medição para interface SDI-12 (SDI-12) é de 10mm para 1 a 2m; 3 mm para 2 a 30m e 10mm para 30 a 35m.

Vantagens

- Carcaça leve e compacta;
- Montagem giratória fácil de girar;
- Alinhamento fácil da placa frontal (lado da antena);
- O sensor está longe da água, tornando a instalação mais segura para alcançar;
- A influência das ondas é compensada matematicamente;
- Não há necessidade de uso de estruturas;
- Interfaces padrão para comunicação com registradores de dados e outros dispositivos periféricos (interface SDI-12 e RS-485 mais saída de sinal de 4 - 20 mA);
- Consumo de energia extremamente baixa;
- Pode ser facilmente usado em locais remotos;
- Dados de diagnóstico para QA/QC, incluindo relação sinal-ruído, número de alvos detectados e número de medições concluídas;
- Medição sem contato;
- Ideal para medição de inundação;
- Antena plana significa que a infestação de insectos e aranhas não é um problema;
- Design compacto e sólido;
- Longa vida útil do sensor com manutenção mínima;
- Interface RS-485;

- Permite um comprimento de cabo de conexão de até 1.000 m, permitindo que o registrador de dados e a fonte de alimentação fiquem mais distantes;
- Ampla faixa de alimentação de 5,4 - 28 V (normalmente 12 / 24 V);
- Permite diferentes fontes de alimentação, como painel solar, bateria ou rede.



*Figura 6.
Foto OTT
RLS*

fonte:

www.ott.com

Precauções a ter durante a instalação

Possíveis locais de montagem são, por exemplo, pontes e construções auxiliares diretamente acima da seção do curso d'água a ser medida. A distância mínima entre a borda inferior do sensor e a superfície da água deve ser de 0,4 m 1,3 pés (área morta na qual nenhuma medição utilizável é possível). Selecione um ponto de montagem alto o suficiente para que a medição seja possível mesmo com altos níveis de água. O ponto de montagem deve ser estável.

As vibrações e o movimento do ponto de montagem devem ser evitados. As pontes são afetadas por movimentos de vários centímetros como resultado de mudanças de carga e movimentos de temperatura. Se houver pilares disponíveis, o sensor pode ser montado em um pilar posicionado estável com um espaçador adequado. A superfície da água deve ser o mais lisa possível na área do feixe do sensor. Evite áreas turbulentas, áreas onde a espuma é criada, áreas de surto e seções de cursos d'água onde obstruções ou pilares de pontes causam mudanças no nível da água.

O resultado da medição não pode ser usado se houver gelo ou neve na superfície da água! Escolha um local de montagem que não fique seco em baixos níveis de água. Estações

sujeitas a mudanças muito rápidas no nível da água não são adequadas. O OTT RLS calcula a média de seu resultado de medição em um tempo de medição de aproximadamente 20 segundos.

Evite grandes superfícies metálicas próximas ao feixe do sensor (reflexos dessas superfícies podem distorcer o resultado da medição). As especificações climáticas nos dados técnicos devem ser mantidas no local de montagem. Os poços de acalmação não são adequados como local de montagem. O OTT RLS não pode ser usado para medir a altura da onda.

4.8. PRINCIPIOS DE FUNCIONAMENTO

4.8.1. Maregrafos do tipo sensor de pressão

A sonda de pressão usa a pressão hidrostática da coluna de água acima de uma célula de medição de pressão relativa para determinar o nível de água. Um capilar de compensação de pressão no cabo da sonda de pressão fornece à célula de medição a pressão do ar ambiente atual como referência. Resultados de medição incorretos devido a flutuações da pressão atmosférica são assim eliminados.

Para a medição de condutividade elétrica específica usando um sensor de condutividade de 4 eletrodos com sensor de temperatura integrado. Os eletrodos de medição são feitos de grafite. O processo de compensação de temperatura para a medição de condutividade e a temperatura de referência utilizada podem ser escolhidos, bem como o método de cálculo para a salinidade.

De facto, para um mareógrafo do tipo sensor de pressão instalado num ponto fixo na terra, a pressão total é igual à soma da pressão atmosférica e da pressão hidrostática.

$$P(t) = P_a(t) + \rho * g * [H + h(t)] \quad (2)$$

onde,

H é a profundidade do local de medição (imersão média do sensor);

h(t): a variação do nível do mar, em função do tempo t e da média zero h(t) = 0;

p(t) : a pressão medida pelo sensor;

P_a(t): a pressão atmosférica ao nível do mar;

P_a(t): a densidade média da água do mar (uma função da temperatura, salinidade, sendo o efeito da pressão negligenciado para imersões de menos de algumas centenas de metros) sobre a altura H + h(t);

g: a aceleração da gravidade.

Assim, a altura da água acima do sensor de pressão é dada por:

$$H = ([P(t) - P_a(t)] / \rho * g) - h(t) \quad (3)$$

4.8.2 Maregrafos do tipo radar

A operação do OTT RLS é baseada na tecnologia de radar de pulso. A antena transmissora emite pulsos de radar curtos em 24,1 GHz (modelo CE) ou 25,0 a 25,9 GHz (modelo FCC). A antena receptora separada recebe os pulsos refletidos da água e os utiliza para determinar a distância entre o sensor e a superfície da água: o tempo gasto pelos pulsos do radar desde a transmissão até a recepção é proporcional à distância entre o sensor e a superfície da água.

O nível de água real da via navegável é então calculado automaticamente, se necessário, pelo sensor de radar. Para fazer isso, na inicialização inicial existe a possibilidade de inserir o modo de medição relevante e um valor de referência.

Assim, a diferença de tempo entre as mesmas frequências transmitidas e recebidas é obtido da seguinte forma:

$$\Delta(t) = 2 * C / R \quad (4)$$

onde,

- Δt -representa a diferença de tempo entre as mesmas frequências transmitidas e recebidas;
- R-a distância até ao alvo;
- C-representa a velocidade da luz no ar.

Para além disso, três interfaces elétricas padronizadas estão disponíveis para conectar o OTT RLS a um datalogger ou dispositivos periféricos: 4 ... 20 mA, SDI-12 e RS-485 (protocolo SDI-12). O sensor de radar pode ser configurado através do modo transparente SDI-12 de um datalogger ou através da interface OTT USB/SDI-12 (acessório - interface SDI-12/ RS-485). Ao usar a interface de 4 ... 20 mA, é possível dimensionar a saída de medição para uma faixa de medição menor.

4.9. INSTRUMENTAÇÃO (LEITURA DE DADOS)

Utilizamos dois softwares diferentes para a configuração dos dispositivos e para a recolha de dados. Para o Radar, o software é OTT Dater Logger Operating Program e para os sensores de pressão que têm o mesmo software de funcionamento é OTT Water Logger Operating Program.

4.9.1. Leitura de dados de marégrafos de tipo sensores de pressão

- Inicie o programa operacional OTT Water Logger Operating Program;
- Configure o link de comunicação PC/OTT CTD;
- Pressione o botão "Download Data" na janela inicial;
- O programa operacional mostra os sensores disponíveis e o período de leitura possível. Se esses parâmetros não estiverem visíveis: pressione o botão "Conectar";
- Selecione os sensores necessários ou "Todos os sensores";
- Selecione o período de leitura necessário ou "Todos";
- Clique no botão "Ler";
- O programa operacional copia os valores medidos do OTT CTD para o PC. Os dados ficam então disponíveis no diretório de programas do programa operacional;
- Se necessário: Exibir medições através da função "Visualizar/exportar dados" e/ou exportar para um aplicativo de software.

4.9.2. Leitura de dados de marégrafos de tipo radar

Em contraste com o sensor de pressão, desta vez a ligação é feita através do registador de dados externo Net DL 500.

1. Estabelecer a comunicação entre o PC e o gravador de DL da Net;
2. No menu "Ferramentas", seleccionar a função "Ler dados" (XML);
3. O software de parametrização abre a janela "netDL 500/1000 - Ler dados (XML)" WINDOW;
4. Seleccionar uma hora de leitura (data e hora de/para);
5. Se necessário: activar "Transmitir dados INFO (observador,)". Neste caso, para além das medições, o software de parametrização também lê os dados de informação relacionados;
6. Clicar no botão "Ler".

O software de configuração copia os dados da OTT netDL para o PC e abre outra janela para seleccionar o local de armazenamento.

6. Seleccionar o local de armazenamento e tipo de ficheiro ("*.OML" ou " *.XML"), se necessário, alterar o nome especificado e clicar no botão "Guardar". O software de configuração guarda as medidas e os dados de informação no local desejado como uma localização como ficheiro OML ou XML (dependendo se trata de um ficheiro para medições e para as medições e, opcionalmente, um ficheiro para os dados de informação).

7. Clicar no botão "Sair".

4.10. COMPARAÇÃO ENTRE MAREGRAFOS TIPO SENSOR DE PRESSÃO E RADAR

4.10.1. Maregrafos do tipo sensor de pressão

Os sensores de pressão são multiparâmetros. Medem níveis e temperaturas das águas subterrâneas, bem como a condutividade elétrica específica das águas subterrâneas. Também calcula a salinidade e um valor TDS (Total Dissolved Solids) com base na condutividade específica.

4.10.2. Maregrafos do tipo radar

O sensor de radar OTT RLS é usado para medição sem contato dos níveis de água de superfície. A OTT fornece dois modelos de sensores de radar: modelo CE ou modelo FCC. Ambos os modelos apresentam o mesmo design geral.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

A variação diária da maré de 1 à 3 de Abril de 2021, as variações do nível da água devidas à maré de Abril de 2021 (registradas a cada cinco minutos) e as variações sazonais do nível da água entre Março de 2021 e Janeiro de 2022 em Mansoa são mostradas nas figuras 7, 8 e 9 abaixo.

A figura 7 demonstra seis marés altas e seis marés baixas durante três (3) dias, o que justifica que a maré é do tipo semidiurno. A figura 8 demonstra que a altura de maré é cerca de 1,4m é o ciclo completo da maré no braço do Rio Mansoa. A figura 9 mostra uma marcada variabilidade sazonal do nível da água entre a estação seca e a estação chuvosa. Note-se que o nível da água no rio aumenta durante os meses de Julho, Agosto, Setembro, Outubro e Novembro.

De fato, a partir de Julho (o início da estação das chuvas) o nível da água começa a subir, atingindo o seu máximo em Setembro e diminuindo depois para o seu nível normal por volta de Janeiro. Esta variação sazonal do nível da água na parte interior do rio Mansoa pode ser influenciada pela precipitação, evaporação ou por problemas de drenagem devido a sedimentação dos canais por sedimentos carregados pelas descargas pluviais.

A figura 10 mostra as variações sazonais de temperatura. As temperaturas máximas são registradas entre Setembro, Outubro e Novembro e as mínimas por volta de Janeiro. Os fatores que podem originar a variabilidade da temperatura na água do rio são precipitação,

radiação solar e radiação infravermelha. A discrepância desses valores não representa ameaça no cultivo de arroz de mangal e zonas húmidas em particular. A variação de temperatura nesse período pode favorecer o crescimento do cultivo.

As figuras 11 e 12 abaixo mostram as variações sazonais de salinidade e condutividade. Estas duas quantidades são proporcionais e relacionadas. Quanto maior for a salinidade, maior será a condutividade, que através da qual a salinidade foi deduzida a partir das medições de temperatura e condutividade (SANTOS, 2013).

A salinidade mínima é observada durante os meses de Julho, Agosto e Setembro, caso contrário durante estação chuvosa, e salinidade máxima durante os meses de Março e Abril (estação seca) e Outubro e Novembro (perto do final da estação chuvosa).

As variações sazonais no teor de sal devido a variações sazonais na precipitação, temperatura e evaporação não constituem uma ameaça para o ecossistema dos mangais e para a produção de arroz de mangais. No entanto, a devida submersão marinha é uma ameaça muito séria. Essas variações de salinidade também podem ser influenciadas pela dinâmica costeira, precipitação, escoamento de águas superficiais e subterrâneas que fluem do continente para o mar por efeitos de declividade ou de zonas altas para baixas.

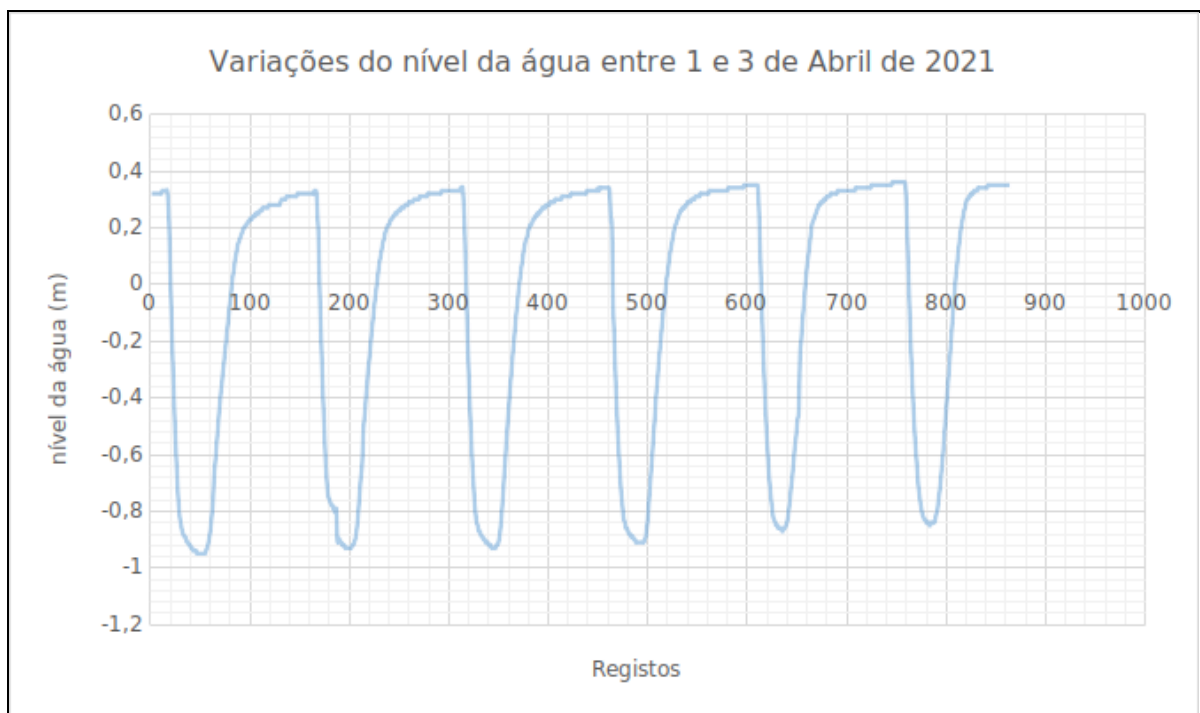


Figura 7. Variações do nível da água entre 1 e 3 de Abril de 2021

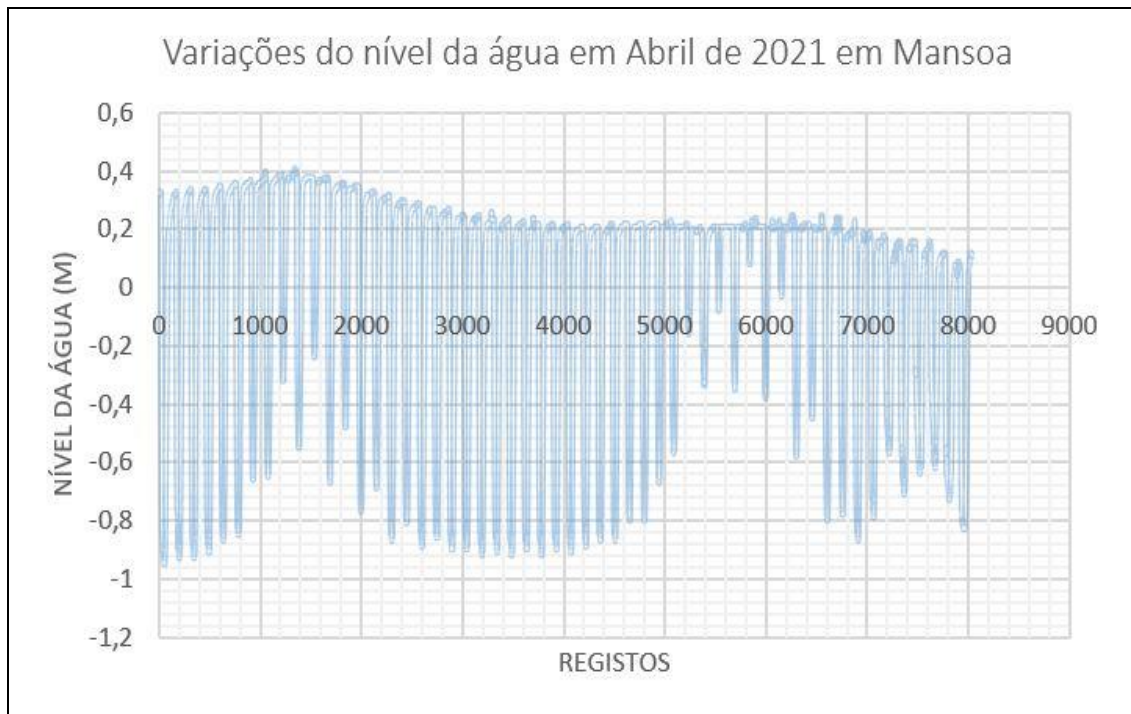


Figura 8. Variações do nível da água em Abril de 2021 em Mansoa



Figura 9. Variações sazonais do nível da água em Mansoa

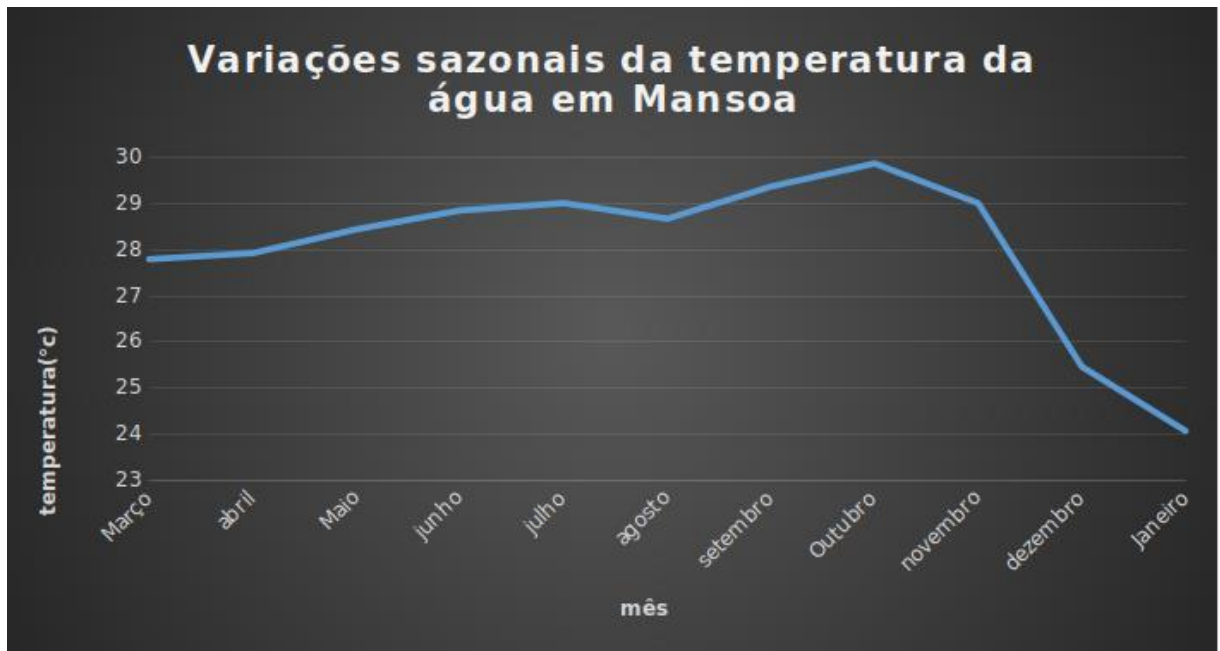


Figura 10. Variações sazonais da temperatura da água em Mansoa



Figura 11. Variações sazonais de salinidade em Mansoa



Figura 12. Variações sazonais de condutividade em Mansoa

6. CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS

A variação sazonal dos parâmetros mensurados no estuário do Rio Mansoa não apresentaram valores significativos, as análises desses parâmetros mostram que o nível do mar apresenta maior amplitude durante época chuvosa e menor amplitude na época seca.

A temperatura registada atingiu o valor máximo durante a transição do período chuvoso para seca e mínimo na época seca. Salinidade e condutividade como sendo variáveis proporcionais, atingiram os seus valores máximos na transição da época chuvosa para seca e mínimos na época seca.

A variação sazonal desses parâmetros no estuário do rio Mansoa, apresenta uma tendência baixa, o estudo foi realizado num período de 11 meses, não era suficiente para avaliar a progressão da tendência consequente de alterações climáticas que assola o mundo inteiro.

As condições meteorológicas anômalas terão influência contínua na dinâmica costeira e na progressão da tendência de subida do nível da água no rio causando inundações na época chuvosa, a intensificação de precipitação e obstrução de canais do escoamento para o mar poderá contribuir na elevação do nível do mar.

Os impactos previstos no estuário do rio Mansoa em decorrência de alterações climáticas, inclusive zonas húmidas com potenciais agrícolas, são os seguintes: erosão

costeira, assoreamento, danos de infraestruturas, obstrução dos canais de drenagem, subsidência, inundações, intrusão salina no estuário e aquíferos. (NEVES e MUEHE , 2008).

7. RECOMENDAÇÕES

A Guiné-Bissau é um país vulnerável as alterações climáticas, para efeito é necessário planeamento de medidas de prevenção e monitoramento de variação do nível do mar na zona costeira. Neste sentido, uso de redes maregráficas mais alargada no território nacional irá possibilitar quantificação dos efeitos na terra firme para estabelecimento de medidas de adaptação e mitigação. Com o desenvolvimento dos estudos permanente de variação sazonal dos parâmetros ambientais, viabilizará à correta avaliação dos riscos de inundação costeira em decorrência de alterações climáticas.

Sendo um país costeiro os estudos de monitoramento do nível do mar irá permitir a criação de base dados e apoiar na tomada de decisão no plano urbanístico e de ocupação na zona costeira para minimizar os impactos ambientais no presente e no futuro. O governo através do IBAP (Instituto da Biodiversidade e das Áreas Protegidas) irá proceder o monitoramento de tecnologias de medição para garantir a segurança dos parelhos de forma a reduzir ações dos malfetores e garantir registros permanente de dados.

8. REFERENCIAS

ANDRADE, T. S. *et. al.*. **Variabilidade espaço-temporal da condutividade elétrica da água subterrânea na região semiárida de Pernambuco**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental v.16, n.5, p.496–504, 2012.

ANTUNES, Carlos. **Monitorização da variação do nível médio do mar**. Lisboa, 21-22 de junho de 2010.

BATISTA, Rafael De Andrade Lima. **Variação sazonal da distribuição de salinidade, temperatura, turbidez, od e clorofila no estuário do rio capibaribe, PE-BR**. RECIFE, 2017

CADERNOS TÉCNICOS PROCIV. **Riscos Costeiros – Estratégias de prevenção, mitigação e protecção, no âmbito do planeamento de emergência e do ordenamento do território.** Edição: Autoridade Nacional de Protecção Civil julho de 2010.

CALADO, L. G. L. P.; GARNÉS, S. J. Dos A.; JAMUR, K. P. **Estimativas do Nível do Mar na América do Sul a partir de Registros Maregráficos e Coordenadas SIRGAS-COM.** Recife, 2019.

CALADO, Luca Gonzales Lima Pereira; GARNÉS, Silvio Jacks dos Anjos; JAMUR, Karoline Paes. **O Nível do Mar na América do Sul por meio de Análise de Séries Temporais.** Recife 2019.

CALADO, Lucas Gonzales Lima Pereira. **Análise Do Nível Do Mar Na América Do Sul.** Recife, 2019.

COELHO, André De Lima. **Método de previsão de maré oceânica, utilizando análise harmônica em séries de 18,69 anos.** Campinas, 2016

COSTA, Djerson Mateus Alves Da. **Impactos do estresse salino e da cobertura morta nas características químicas do solo e no desenvolvimento do amaranto.** Natal/RN Novembro/ 2007.

CUNHA, Cleidilson De Jesus. **Regularização Da Vazão E Sustentabilidade De Agroecossistemas No Estuário Do Rio São Francisco.** Fortaleza – Ceará 2015

DESCROIX, Luc. **Inverse Estuaries in West Africa: Evidence of the Rainfall Recovery?** Water 2020, 12, 647; doi:10.3390/w12030647, 2020.

DESSAI, Suraje; TRIGO, Ricardo. **A ciência das alterações climáticas.** Finisterra, XXXVI, 71, 2001, pp. 117-132.

DIAS, J. M. Alveirinho, TABORDA, Rui P. M. **Evolução recente do nível médio do mar :em portugal.** Anais do Instituto Hidrográfico, 9:83-97, Lisboa, Portugal. ISSN: 0870-3884.

DIENG *et al.*, **New estimate of the current rate of sea level rise from a sea level budget approach.** Geophys.Res. Lett., 44, 3744–3751, doi:10.1002/2017GL073308, 2017.

DIEYE *et al.*, **Hausse et variabilité du niveau de la mer près des côtes ouest-africaines.** Actes du Colloque international LMI-PATEO – UASZ, p329-338, 2019.

GOMES, Pedro Miguel Pinheiro. **Impacte da subida do nível do mar sobre o turismo**. Lisboa, 2009.

HAHN, Ana Rita Oliveira. **Paleoníveis marinhos e paleolinhas de costa na bacia de pelotas: reconstruções do nível do mar durante o Quaternário Superior a partir de sismoestratigrafia e indicadores múltiplos**. Porto Alegre, 2020.

JUST, Marcio Carlos. **Avaliação quantitativa e qualitativa da água de irrigação em lavouras de arroz: o caso estudo da associação de irrigação e drenagem santo isidoro na região sul de santa catarina**. Criciúma SC, 2010

LIRA, Luiz, *et al.* **Material Em Suspensão, Temperatura E Salinidade No Estuário Do Rio Mamucaba-Pe**. Cad. Ômega Uniu. Fed. Rural Pe., Recife, 2f1): 97-116, Juz. 1978

MADEIRA, F.; ANTUNES, C. **Análise da variabilidade relativa do nível do mar para a região do Algarve**. Lisboa, 19, 20 e 21 de junho de 2018.

MARONE, Eduardo; CAMARGO, Ricardo De. **Marés meteorológicas no litoral do estado do paraná: o evento de 18 de agosto de 1993**.

NETO, Gabriel Moisés De Sousa. **Impactos do aumento do nível médio do mar em algumas capitais do nordeste brasileiro, e suas consequências ambientais**. Campina Grande – PB Julho/2009

NEVES, Cláudio Freitas; MUEHE, Dieter. **Vulnerabilidade, impactos e adaptação a mudanças do clima: a zona costeira**. 218 Parcerias Estratégicas Brasília, Df N.27 Dezembro 2008.

NOBLET., J-P., 2012. <http://www.jf-noblet.fr/spe2012/2-eau/acti1-sel.pdf>

PAES, R. S.; MOREIRA, S. C.; ZAPPES, C. A. **Conhecimento tradicional e o impacto da salinização em comunidades agrícolas no norte do Estado do Rio de Janeiro, Brasil**. Vol. 49, dezembro 2018. DOI: 10.5380/dma.v49i0.54278. e-ISSN 2176-9109

PEDROTTI, A. et al.. **Causas e consequências do processo de salinização dos solos**. Santa Maria, v. 19, n. 2, mai-ago. 2015, p. 1308-1324

PRADO, Renan de Paula Ramos Do. **Título: Modelando impactos da precipitação e maré em alagamentos de ninhos de bicudinho-do-brejo Formicivora acutirostris (Thamnophilidae).** São vicente – sp 2022

RIBEIRO, Suzana Sales. **Contribuição atmosférica no nível residual da ilha da trindade, brasil.** Fortaleza, 2014.

SAMPAIO, Jarbas Cordeiro. **Efeitos de maré no movimento orbital de satélites artificiais.** Guaratinguetá – SP, 2009.

SANTOS, Arielly Siqueira Dos. **Influência Da Maré E Da Sazonalidade Na Distribuição Dos Parâmetros Abióticos E Clorofila A Do Estuário De Guajará-Mirim Vigia Nordeste Paraense.** Belem-Pa 2013.

SCHEER, Graziela Gonçalves. **Dinâmica temporal de comunidades planctônicas em lavouras de arroz.** Porto Alegre, Agosto de 2015.

SILVA, Adriano Magalhães Da Paixão E. **Estudo Dos Parâmetros Meteorológicos De Um Estuário Amazônico.** Belém 2017

SILVA, J. B. G. *et al.*. **Avaliação da condutividade elétrica e ph da solução do solo em uma área fertirrigada com água residuária de bovinocultura de leite.** Irriga, Botucatu, Edição Especial, p. 250 - 263, 2012.

SOARES, Rafael Guedes. **O Estudo Das Marés Em Uma Sequência Didática Investigativa Para O Ensino Médio.** Rio de Janeiro Fevereiro de 2019.

SOUZA, Larissa Messias De. **Análise das variações da topografia do nível “médio” do mar (tnmm) utilizando o cryosat-2 (cs2) e observações maregráficas.** VIÇOSA - Minas Gerais 2021.

sites consultados:

www.ott.com

www.shom.fr



RELATÓRIO DE ESTÁGIO CURRICULAR

PROJETO MALMON

Mangroves, mangrove rice and mangrove people - sustainably improving rice production, ecosystems and livelihoods”, funded by the EU within the DeSIRA initiative [FOOD/2019/412-700, DeSIRA_GB]



Lourenço Urinque MENDES

Supervisionado por:

Arame DIEYE (Doutorando no projeto MALMON-DeSIRA)

Francisco Gomes WAMBAR (Diretor executivo de ODZH)

Índice

1. Introdução Geral	2
1.1. Contexto e problema	2
1.2. Apresentação do projeto Malmon-DeSira.....	2
1.3. Objetivos principais do estudo.....	3
2. Definições de alguns termos importantes	5
2.1. Oceanografia	5
2.2. Nível médio do mar.....	5
2.3. Salinidade.....	5
2.4. Condutividade	5
2.5. Marégrafo.....	5
2.6. Sensor de pressão	5
3. Descrição de diferentes tecnologias de maregráficos	5
3.1. Marégrafos do tipo sensor de pressão	5
3.2. Marégrafos de boia.....	5
3.3. Marégrafos digitais	6
3.4. Maregrafos Radar.....	6
3.5. Escalas de maré.....	6
4-Características dos diferentes tipos de marégrafos	6
5. Princípios de funcionamento.....	12
6. Instrumentação (leitura de dados)	13
7. Comparação entre marégrafos tipo sensor de pressão e marégrafos tipo radar Marégrafos do tipo sensor de pressão.....	14
8. Descrição de diferentes trabalhos técnicos realizados no campo	15
8. Conclusão e perspectivas	15
Benefícios.....	16
Referências bibliográficas.....	16

1. Introdução Geral

1.1. Contexto e problema

No âmbito do projecto MALMON-DeSIRA "Mangroves, mangrove rice and mangrove people – sustainably improving rice production, ecosystems and livelihoods" financiado pela Comissão Europeia. Nesse projeto, bolsas de estudo foram concedidas a estudantes da ULG, em particular da Faculdade de Ciência e Tecnologia, no Curso de Ciência do Mar e Ambiente, especialidade Oceanografia e Recursos Marinhos. Este estudo foi financiado para analisar as tecnologias, suas características, princípios de operação e instrumentação de sistemas de medição da variação do nível do mar. E para fazer análise da variação sazonal dos parâmetros físicos ambientais no Rio Mansoa. Para isso, foi usado uma rede muito densa de marégrafos e de altíssima precisão de medição, as variações do nível do mar, salinidade, temperatura e condutividade.

Uma rede de medição composta por onze (11) medidores de marés do tipo, sensor de pressão, que medem as variações do nível do mar diretamente e três (03) medidores de maré do tipo radar que medem as variações do nível do mar indiretamente. Com efeito, o principal objetivo desta rede de monitorização do nível do mar é estabelecer um sistema de alerta precoce para inundações devido a marés muito altas e tempestades para lidar com a vulnerabilidade dos arrozais em face a esse fenômenos.

Os arrozais da Guiné-Bissau estão fortemente ameaçados pela subida do nível do mar e estão cada vez mais expostos a cheias devido a marés de amplitudes invulgares (como as observadas durante a estação das chuvas de 2015 e 2017). Estas submersões marinhas, cujo período de ocorrência aumenta ano a ano neste contexto de alterações climáticas, conduzem à salinização dos solos e das águas e tornam-nos gradualmente inadequados para a agricultura. Em alguns casos esses fenômenos forçam algumas famílias a abandonar suas casas.

1.2. Apresentação do projeto Malmon-DeSira

O projeto Malmon-DeSIRA "Mangroves, mangrove rice and mangrove people – sustainably improving rice production, ecosystems and livelihoods", financiado pela Comissão Europeia, visa revitalizar o cultivo de arroz de mangue e estabilizar a produção interanual. Também visa melhorar a compreensão da evolução dos fatores geomorfológicos e físico-químicos que influenciam as mudanças atuais nos ecossistemas de mangue. Malmon (que significa arroz preto em Balanta) é o nome de uma variedade de arroz africano (*O. glaberrima*) ainda produzido em todo o país devido às

suas importantes características; nomeadamente, a sua tolerância ao sal, ciclo vegetativo curto, capacidade de competir com ervas daninhas, longo tempo de digestão e uso medicinal.

Este nome curto, Malmon, dado ao projeto simboliza a resiliência dos sistemas e práticas agrícolas. O projeto é construído em uma abordagem participativa de pesquisa-ação-recolha de conhecimento e aprendizagem com comunidades tradicionais. Visa criar um sistema de conhecimento e inovação agrícola (AKIS) capaz de fundir de forma sustentável o conhecimento local e científico, mas também sistemas formais e informais de co-produção de conhecimento.

O projeto é apoiado principalmente por 2 Universidades (Universidade de Lisboa e Universidade de Wageningen), 4 instituições (Instituto Superior de Agronomia-ISA, WUR, Instituto de Investigação para o Desenvolvimento-IRD e Instituto de Geografia e Ordenamento do Território-IGOT), 30 jovens agricultores -investigadores e 10 agricultores seniores especializados em barragens e construção de barragens, 20 alunos de licenciatura (do Departamento de Ciências Ambientais da Universidade Lusófona), 3 de mestrado, 10 de doutoramento, 3 pós-docs e 19 investigadores/professores sénior. Os parceiros do projeto na Guiné-Bissau são Ianda Guinée, também financiado pela UE, IBAP, CIPA, Direções Gerais de Proteção Vegetal, Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos, Instituto de Meteorologia e Departamento de Ciências Ambientais da Universidade Lusófona-GB.

1.3. Objetivos principais do estudo

Os objetivos principais deste trabalho são formar um aluno capaz de monitorar a rede de monitoramento de parâmetros oceânicos (extração de dados, limpeza de dispositivos, troca de baterias e realização de pequenas manutenções) e capaz de analisar as variações sazonais desses parâmetros oceânicos. Assim, realizamos várias missões de campo para nos familiarizarmos com os dispositivos (ver fotos da figura-1) e analisamos os dados recolhidos com o software Excel.



Figura –1. Atividades de monitoramento da rede de parâmetros oceânicos em diferentes localidades do país

2. Definições de alguns termos importantes

2.1. Oceanografia

Oceanografia é um ramo da ciência da Terra que estuda os processos físicos, químicos, biológicos e geológicos que ocorrem nos oceanos. Estuda também as condições passadas, presentes e futuras do oceano.

2.2. Nível médio do mar

O nível médio do mar numa estação de marégrafo, medido a partir de um nível de referência fixo e pré-determinado. Corresponde também, por outras palavras ao nível intermédio das águas entre a maré alta e a maré baixa.

2.3. Salinidade

A salinidade refere-se ao teor de sal dissolvido em uma substância como solo ou água. Pode ser medido em partes por mil ou partes por milhão.

2.4. Condutividade

A condutividade é um indicador de condições salinas (salgadas) em um córrego ou rio.

2.5. Marégrafo

O marégrafo é um instrumento que regista as variações do nível do mar em um determinado ponto da costa.

2.6. Sensor de pressão

Um sensor de pressão é um instrumento que consiste em um elemento sensível à pressão para determinar a pressão real aplicada ao sensor (usando diferentes princípios de funcionamento) e alguns componentes para converter essa informação em um sinal de saída.

3. Descrição de diferentes tecnologias de maregráficos

3.1. Marégrafos do tipo sensor de pressão

Servem para medir variações em águas profundas, em alto-mar. Seu funcionamento consiste no registo da quantidade de coluna d'água que está acima dele e na variação dessa coluna. Ficam presos ao fundo de estuários em plataformas rígidas que evitam o movimento do aparelho.

3.2. Marégrafos de boia

Possuem um flutuador preso a um cabo ou a uma fita de aço que transmite o movimento decorrente da variação de nível de água, acoplado a um sistema que mobiliza uma pena sobre um gráfico de papel em movimento.

3.3. Marégrafos digitais

Marégrafos digitais, desenvolvidos mais recentemente, são medidores de nível de marés e consistem em uma régua montada em módulos onde ficam os sensores e uma unidade de controle. Os dados armazenados podem ser transferidos para um aparelho coletor de dados ou diretamente para um microcomputador, por meio de placa modem e linha telefônica, fazendo com que possam ser obtidos online.

3.4. Maregrafos Radar

Marégrafos de radar e de laser (emerso), cujo nível de água é medido, respectivamente, através da propagação de um sinal acústico ou um raio laser ao longo de um tubo ou poço.

3.5. Escalas de maré

Réguas graduadas que se fixam verticalmente na costa e permitem a leitura do nível de maré ao longo do tempo.

4- Características dos diferentes tipos de marégrafos

A-) Maregrafos do tipo sensor de pressão

Para sensores de pressão, temos três tipos na rede de marégrafos do projecto Malmon: OTT CTD, Orpheus mini e Ecolog 800 3G.

A-1 / Ott CTD

O OTT CTD é um datalogger profissional para medição de nível de água, temperatura e condutividade. Além disso, também pode produzir salinidade e TDS (total de sólidos dissolvidos). O CTD salva todas as medições no buffer de anel integrado e não volátil de 4 MB (aprox. 500.000 valores).



Fig.2 : foto OTT CTD (fonte: www.ott.com).

Características / Benefícios

- Para verificações ambientais em águas subterrâneas e superficiais
- Corrosão e água salgado material de carcaça resistente
- condutividade de 4 elétrodos célula de medição
- Software conveniente para todos etapas operacionais importantes
- Pode ser equipado para controle remoto transferência com OTT ITC sem fiação adicional
- Instalação simples em observação de poços de vacão de 1"
- **Parâmetros**
Parâmetros nível/pressão da água, temperatura, condutividade;
- **Dimensão**
 - Memória de dados Infravermelho (IrDA) 4MB/aprox. 500.000 valores.
 - Dimensões da unidade de comunicação valores 400 mm x 22 mm (L x Ø) 317 mm x 22 mm (L x Ø).
- **Sensibilidade**
Intervalo de sondagem/armazenamento 5 segundos ... 24 horas.
- **Campos de Leitura**
 - Medição do nível de água Alcance 0 ... 4 m, 0 ... 10 m, 0 ... 20 m, 0 ... 40 m, 0 ... 100 m
0,001 m, 0,1 cm, 0,01 pés, 0,1 pol;
 - Medição de temperatura Alcance – 25°C ... +70°C ;
 - Medição de condutividade alcance 0,001 ... 2,000 mS/cm 0,001 mS/cm.
- **Erros de medição**
Precisão (linearidade + histerese) $\pm 0,05\%$ FS, Precisão $\pm 0,1^\circ\text{C}$, Precisão $\pm 0,5\%$ das medidas. valor (mín. $\pm 0,001$ mS/cm).

A-2 / Orpheus Mini

Características / Benefícios

- Pressão cerâmica capacitiva célula
- robusta, precisa e com estabilidade a longo prazo
- Qualidade, resistente à água salgada, carcaça de aço inoxidável
- Baixo consumo de energia
- Troca rápida de bateria sem ferramentas
- a sonda permanece na água
- Fácil instalação
- Adaptadoras placas para poços de 1"

- Transferência remota via GSM/SMS/ GPRS com OTT ITC

- **Parâmetros**

O registrador de águas subterrâneas OTT Orpheus Mini é usado para medir e registrar com precisão o nível e a temperatura da água nas águas subterrâneas.

- **Dimensão**

Unidade de comunicação L x Ø 400mm x 22mm, Sonda de pressão L x Ø 195mm x 22mm, Comprimento do sistema (inclui unidade de comunicação/ comprimento do cabo da sonda de pressão) 1,5 a 200m ±1% ±5cm.

- **Campos de leitura**

- Coluna de água 0 a 4 m (0 a 0,4 bar), Coluna de água 0 a 10 m (0 a 1 bar) 20, Coluna de água 0 a m (0 a 2 bar) 40 m, Coluna de água 0 a 0 a 4 bar), Coluna de água 0 a 100 m (0 a 10 bar).
- Temperatura Faixa de medição – 25°C a +70°C.
- **Erros de medição**
Precisão (linearidade + histerese) Estabilidade a longo prazo (linearidade + histerese) Ponto 0 ±0,05%FS ± 0,1%/a FS ± 0,1%FS. Precisão 0,1°C (calibração: 0,01°C) ± 0,5°C (calibração: ±0,1°C)°C°F Valores limite EMC.



Fig.3 : foto Orpheus Mini

(fonte: www.ott.com).

A-3 / OTT Ecolog 800 (3G)

O registrador de águas subterrâneas OTT ecoLog 800 (3G) é usado para medir e registrar com precisão o nível, a temperatura da água e a condutividade elétrica específica nas águas subterrâneas e transmitir esses valores medidos via rede de telefonia móvel GSM. Além disso, com base na condutividade específica, o OTT ecoLog 800 (3G) determina a salinidade, bem como o valor de TDS (Total Dissolved Solids).

- Parâmetros

- Nível de água ;
- temperatura da água ;
- condutividade eléctrica ;
- salinidade e valor de TDS (Total Dissolved Solids).

- Dimensão

- Unidade de comunicação L x Ø 520mm x 50mm ;
- Sonda de pressão L x Ø 317 mm x 22 mm ;
- Comprimento do sistema (comprimento do cabo incluindo unidade de comunicação/sensor de pressão 2 a 200m $\pm 1\%$ ± 5 cm).

- Campos de leitura

Coluna de água 0 a 4 m (0 a 0,4 bar) ; Coluna de água 0 a 10 m (0 a 1 bar) 20 ; Coluna de água 0 a m (0 a 2 bar) 40 m ; Coluna de água 0 a (0 a 4 bar) ; Coluna de água 0 a 100 m (0 a 10 bar).

- Erros de medição

Precisão (linearidade + histerese) Estabilidade a longo prazo (linearidade + histerese) Ponto 0 $\pm 0,05\%$ FS ; $\pm 0,1\%$ /a FS ; $\pm 0,1\%$ FS.



- **Fig.4** : foto Ecolog 800 3G

fonte: www.ott.com

- **B-) medidores de maré do tipo Radar (OTT RLS)**

sensor de radar OTT RLS é usado para medição sem contato dos níveis de água de superfície.

- **Parâmetros**

Nível de água

- **Dimensão**

Dimensões L x L x A ; 222 mm x 152 mm x 190 mm · 8,74" x 5,98" x 7,48"

- **Sensibilidade**

Intervalo de sondagem/armazenamento 5 segundos ... 24 horas

- **Campos de leitura**

Distância OTT RLS – superfície da água e de 0,4 a 35m.

- **Erros de medição**

- O erro de medição para interface SDI-12 (SDI-12)¹ é 10mm para 1 a 2m; 3mm para 2 a 30m e 10mm para 30 a 35m

- **Vantagens**

- Carcaça leve e compacta
- Montagem giratória fácil de girar
- alinhamento fácil da placa frontal (lado da antena)
- O sensor está longe da água, tornando a instalação mais segura para alcançar
- A influência das ondas é compensada matematicamente

- não há necessidade de uso de estruturas
- Interfaces padrão para comunicação com registradores de dados e outros dispositivos periféricos (interface SDI-12 e RS-485 mais saída de sinal de 4 - 20 mA)
- Consumo de energia extremamente baixo
- pode ser facilmente usado em locais remotos
- Dados de diagnóstico para QA/QC, incluindo relação sinal-ruído, número de alvos detectados e número de medições concluída
- Medição sem contato
- ideal para medição de inundação
- Antena plana significa que a infestação de insectos e aranhas não é um problema
- Design compacto e sólido
- longa vida útil do sensor com manutenção mínima
- Interface RS-485
- permite um comprimento de cabo de conexão de até 1.000 m, permitindo que o registrador de dados e a fonte de alimentação fiquem mais distantes
- Ampla faixa de alimentação de 5,4 - 28 V (normalmente 12 / 24 V)
- permite diferentes fontes de alimentação, como painel solar, bateria ou rede



Fig.5: foto OTT RLS

fonte: www.ott.com

Precauções a ter durante a instalação

Possíveis locais de montagem são, por exemplo, pontes e construções auxiliares diretamente acima da seção do curso d'água a ser medida. A distância mínima entre a borda inferior do sensor e a superfície da água deve ser de 0,4 m · 1,3 pés (área morta na qual nenhuma medição utilizável é

possível). Selecione um ponto de montagem alto o suficiente para que a medição seja possível mesmo com altos níveis de água.

O ponto de montagem deve ser estável. As vibrações e o movimento do ponto de montagem devem ser evitados. As pontes são afetadas por movimentos de vários centímetros como resultado de mudanças de carga e movimentos de temperatura. Se houver pilares disponíveis, o sensor pode ser montado em um pilar posicionado estável com um espaçador adequado. A superfície da água deve ser o mais lisa possível na área do feixe do sensor. Evite áreas turbulentas, áreas onde a espuma é criada, áreas de surto e seções de cursos d'água onde obstruções ou pilares de pontes causam mudanças no nível da água. O resultado da medição não pode ser usado se houver gelo ou neve na superfície da água! Escolha um local de montagem que não fique seco em baixos níveis de água. Estações sujeitas a mudanças muito rápidas no nível da água não são adequadas. O OTT RLS calcula a média de seu resultado de medição em um tempo de medição de aproximadamente 20 segundos.

Evite grandes superfícies metálicas próximas ao feixe do sensor (reflexos dessas superfícies podem distorcer o resultado da medição). As especificações climáticas nos dados técnicos devem ser mantidas no local de montagem.

5. Princípios de funcionamento

A- / Maregrafos do tipo sensor de pressão

A sonda de pressão usa a pressão hidrostática da coluna de água acima de uma célula de medição de pressão relativa para determinar o nível de água. Um capilar de compensação de pressão no cabo da sonda de pressão fornece à célula de medição a pressão do ar ambiente atual como referência. Resultados de medição incorretos devido a flutuações da pressão atmosférica são assim eliminados. Para a medição de condutividade elétrica específica usando um sensor de condutividade de 4 eletrodos com sensor de temperatura integrado. Os eletrodos de medição são feitos de grafite. O processo de compensação de temperatura para a medição de condutividade e a temperatura de referência utilizada podem ser escolhidos, bem como o método de cálculo para a salinidade.

B- / Marégrafos do tipo radar

A operação do OTT RLS é baseada na tecnologia de radar de pulso. A antena transmissora emite pulsos de radar curtos em 24,1 GHz (modelo CE) ou 25,0 a 25,9 GHz (modelo FCC). A antena receptora separada recebe os pulsos refletidos da água e os utiliza para determinar a distância entre o

sensor e a superfície da água: o tempo gasto pelos pulsos do radar desde a transmissão até a recepção é proporcional à distância entre o sensor e a superfície da água. O nível de água real da via navegável é então calculado automaticamente, se necessário, pelo sensor de radar. Para fazer isso, na inicialização inicial existe possibilidade de inserir o modo de medição relevante e um valor de referência. Três interfaces elétricas padronizadas estão disponíveis para conectar o OTT RLS a um datalogger ou dispositivos periféricos: 4 ... 20 mA, SDI-12 e RS-485 (protocolo SDI-12).

O sensor de radar pode ser configurado através do modo transparente SDI-12 de um datalogger ou através da interface OTT USB/SDI-12 (acessório - interface SDI-12/ RS-485). Ao usar a interface de 4 ... 20 mA, é possível dimensionar a saída de medição para uma faixa de medição menor.

6. Instrumentação (leitura de dados)

Utilizamos dois softwares diferentes para a configuração dos dispositivos e para a recolha de dados. Para o Radar, o software é OTT Dater Logger Operating Program e para os sensores de pressão que têm o mesmo software de funcionamento é OTT Water Logger Operating Program

Leitura de dados de marégrafos de tipo sensores de pressão

- Inicie o programa operacional OTT Water Logger Operating Program.
- Configure o link de comunicação PC/OTT CTD.
- Pressione o botão "Download Data" na janela inicial
- o programa operacional mostra os sensores disponíveis e o período de leitura possível. Se esses parâmetros não estiverem visíveis: pressione o botão "Conectar".
- Selecione os sensores necessários ou "Todos os sensores".
- Selecione o período de leitura necessário ou "Todos".
- Clique no botão "Ler"
- o programa operacional copia os valores medidos do OTT CTD para o PC. Os dados ficam então disponíveis no diretório de programas do programa operacional.
- Se necessário: Exibir medições através da função "Visualizar/exportar dados" e/ou exportar para um aplicativo de software.

Leitura de dados de marégrafos de tipo radar

Em contraste com o sensor de pressão, desta vez a ligação é feita através do registador de dados externo Net DL 500

- 1- Estabelecer a comunicação entre o PC e o gravador de DL da Net;
2. 2. no menu "Ferramentas", selecionar a função "Ler dados" (XML). o software de parametrização abre a janela "netDL 500/1000 - Ler dados (XML)".

(XML)" WINDOW.

3. 3. selecionar uma hora de leitura (data e hora de/para).
4. Se necessário: ativar "Transmitir dados INFO (observador, ...)". Neste caso, para além das medições, o software de parametrização também lê os dados de informação relacionados.
5. Clicar no botão "Ler".

O software de configuração copia os dados da OTT netDL para o PC e abre outra janela para selecionar o local de armazenamento.

janela para selecionar o local de armazenamento.

6. Selecionar o local de armazenamento e tipo de ficheiro ("*.OML" ou " *.XML"), se necessário. *.XML"), se necessário, alterar o nome especificado e clicar no botão "Guardar".

Guardar". O software de configuração guarda as medidas e os dados de informação no local desejado como um

localização como ficheiro OML ou XML (dependendo se se trata de um ficheiro para medições e para as medições e, opcionalmente, um ficheiro para os dados de informação).

7. Clicar no botão "Sair".

7. Comparação entre marégrafos tipo sensor de pressão e marégrafos tipo radar Marégrafos do tipo sensor de pressão

Os sensores de pressão são multiparâmetros. Medem níveis e temperaturas das águas subterrâneas, bem como a condutividade elétrica específica das águas subterrâneas. Também calcula a salinidade e um valor TDS (Total Dissolved Solids) com base na condutividade específica.

Marégrafos do tipo radar

O sensor de radar OTT RLS é usado para medição sem contato dos níveis de água de superfície. A OTT fornece dois modelos de sensores de radar: modelo CE ou modelo FCC. Ambos os modelos apresentam o mesmo design geral.

8. Descrição de diferentes trabalhos técnicos realizados no campo

Durante o curso, realizámos uma série de visitas no terreno e no local realizámos várias actividades técnicas:

- Substituição da bateria que alimenta o registrador de dados para os radares na ponte Amilcar Cabral, Bissau e Cadique e visualização dos dados recolhidos através do computador.
- No escritório, com o estudante de doutoramento Arame Dieye, instalámos o software de configuração de recolha de dados no meu próprio computador.
- Participei também na instalação do painel solar e na substituição da bateria que alimenta o registrador de dados que armazena os registos do marégrafo do radar no porto de Bissau. Isto foi feito a fim de tornar a instalação auto-suficiente em energia, porque os 12V estavam a esgotar-se rapidamente.
- Também realizámos trabalho de campo em Mansoa, Cacheu, Campada de Maria, Arame e Kassolol para manutenção e recolha de dados nos nossos medidores do tipo sensor de pressão. No local alterámos sistematicamente as baterias do CTD e Orpheus mini que têm uma autonomia de 4 meses em média.

8. Conclusão e perspetivas

A Guiné-Bissau é um país vulnerável às alterações climáticas, para efeito é necessário planeamento de medidas de prevenção e monitoramento de variação do nível do mar na zona costeira. Neste sentido, o uso de redes maregráficas mais alargadas no território nacional irá possibilitar quantificação dos efeitos na terra firme para estabelecimento de medidas de adaptação e mitigação. Com o desenvolvimento dos estudos permanentes de variação sazonal dos parâmetros ambientais, viabilizará a correta avaliação dos riscos de inundação costeira em decorrência de alterações climáticas.

Os resultados alcançados indicam uma tendência baixa de variação sazonal dos parâmetros ambientais costeiros, as séries temporais dos parâmetros estudados (nível do mar, temperatura, salinidade e condutividade) poderão atingir valores altos num período indefinidamente longo, devido agravamento do efeito estufa que são provocados pela emissão de gases. Com o aumento da

temperatura global pode influenciar a subida do nível das águas no estuário do rio Mansoa causando inundação, erosão, assoreamento e intrusão salina nas zonas húmidas dessa região.

Sendo um país costeiro, os estudos de monitoramento do nível do mar irão permitir a criação de bases de dados e apoiar na tomada de decisão no plano urbanístico e de ocupação na zona costeira para minimizar os impactos ambientais no presente e no futuro. O governo através do IBAP (Instituto da Biodiversidade e das Áreas Protegidas) irá proceder o monitoramento de tecnologias de medição para garantir a segurança dos aparelhos de forma a reduzir ações dos malfeitores e garantir registos permanente de dados.

Outro aspeto que merece destaque é o fato do país, já está iniciando um processo que até 2020 era desconhecido e isso certamente encoraja novos pesquisadores e estudantes a se interessarem pelo domínio de pesquisa ou estudo.

Benefícios

Atividades realizadas durante estudos serviu para instruir o estudante da ULG, bolsheiro do projecto Malmon-DeSira, sobre uso e manutenção de novas tecnologias de medição dos parâmetros ambientais marinhos por parte do doutorando Arame Dieye, adquirir o conhecimento sobre marégrafos com base no ensinamento e de reforço de capacidade durante o estudo e trabalho de campo, que visa aprofundamento do conhecimento de quatro tipos de marégrafos que são: Radar, Orpheus mini, Ecolog 800 e CTD.

Adquiri o conhecimento através de exercícios práticos sob orientação do doutorando no campo sobre manutenção, trocas de baterias, instalação de painéis solares e extração de dados. No que diz respeito a parte mecânica e funcionamento de aparelhos, adquirir conhecimento através de fichas técnicas fornecidas pela orientadora, espero que este projeto seja o primeiro dos outros.

Referências bibliográficas

www.ott.com

<https://pt.wikipedia.org/wiki/Oceanografia>

<https://brasilecola.uol.com.br/fisica/condutividade.htm>

<https://pt.wikipedia.org/wiki/Salinidade>

Fiche Radar (OTT netDL)

1 – Installer les pilotes

- 1- Se connecter sur le PC avec les droits d'administrateur.
- 2- Etablir connexion OTT netDL - PC à l'aide d'un port USB (connecteur de type A/B) → Le PC détecte le nouveau matériel et le message suivant s'affiche : "Nouveau matériel détecté – OTT netDL" → L'Assistant "Nouveau matériel détecté" s'ouvre.
- 3- Sélectionner "Non, pas maintenant".
- 4- Cliquer sur "Suivant".
- 5- Installer à partir d'une liste ou d'un emplacement spécifié.
- 6- Cliquer sur "Suivant".
- 7- Brancher la clé USB "OTT Hydromet Software" sur le port USB du PC.
- 8- Sélectionner "Rechercher le meilleur pilote dans ces emplacements" et "Rechercher dans les supports amovibles (CD, ...)" ou sélectionner le pilote manuellement (s'il a été téléchargé sur Internet).
- 9- Cliquer sur "Suivant".
- 10- L'assistant installe le pilote de port USB sur le PC.
- 11- Une fois l'installation terminée, le message suivant apparaît : "Le logiciel du périphérique suivant a été installé : «OTT netDL ».
- 11- Cliquer sur "Suivant". L'établissement d'une connexion via le port USB est désormais possible.

2- Etablir la communication PC – Logger NetDL:

- 1- Raccorder le câble USB à une interface USB du PC (connecteur USB de type A).
- 2- Raccorder le câble USB à l'interface de périphérique USB de la station OTT netDL (connecteur USB de type B).
- 3- Dans le logiciel de paramétrage de la station OTT netDL, sélectionner le vecteur de communication « USB ».

3 - Lecture des données:

- 1- Établir la communication PC- enregistreur Net DL;
- 2- Dans le menu « Outils », sélectionner la fonction « Lecture des données » (XML) Le logiciel de paramétrage ouvre la fenêtre « netDL 500/1000 – Lecture des données (XML) ».
- 3- Sélectionner une durée de lecture date et heure.
- 4- Activer « Transmettre données INFO (observateur, ...) » si nécessaire.
- 5- Cliquer sur le bouton « Lecture » Le logiciel de paramétrage copie les données de l'OTT netDL sur le PC et ouvre une autre fenêtre de sélection de l'emplacement d'enregistrement.
- 6- Sélectionner l'emplacement d'enregistrement et le type de fichier (« *.OML » ou « *.XML »), si nécessaire, modifier le nom et cliquer sur le bouton « Enregistrer »
- 7- Le logiciel de paramétrage enregistre les mesures et les données info à l'emplacement choisi sous forme de fichier OML ou XML.
- 8- Cliquer sur le bouton « Quitter ».

Fiche OTT ECOLOG 800 – CTD- Orpheus mini

- 1- Établir la connexion PC/OTT capteur de pression (utiliser la tête de lecture OTT IrDA - Link USB) en plaçant la tête de lecture Ott IrDa – link USB sur l'interface infrarouge de l'appareil
- 2- Démarrer le logiciel **OTT Water Logger Operating Program**
- 3- Cliquer sur configurer l'appareil
- 4- Choisir le numéro du port COMx correspondant dans les périphéries
- 5- Cliquer sur lecture (le logiciel charge les paramètres de fonctionnement par défauts actuels d'OTT ecoLog 800)
- 6- Régler les paramètres de fonctionnement

OTT Water Logger Operating Program - Paramétrage de base

Fichier Appareil OTT ecoLog 800 Communication Aide

OTT ecoLog 800

Numéro: 0000301162 Nom: ecoLog 800 Durée de vie de la batterie

	Niveau / Pression	Température	Conductivité	Salinité	TDS
Numéro	0001	0002	0004		
Nom	Niveau	Température	Conductivité spécifique		
Type de mesure / Plage de	Niveau / Profondeur		0.10 ... 100.00 mS/cm		
Unité	m (0.01)	°C (0.01)	mS/cm		
Réglage profondeur - nouveau	<input type="checkbox"/> 0,00 m		Compensation de température		
	<input type="checkbox"/> Compenser la densité de manière dynamique		Eau douce		
			à Température de référence: 25°C		
Cadence de scrutation	01:00:00	01:00:00	01:00:00		
Cadence de mémorisation	01:00:00	01:00:00	01:00:00		
Plage de mesure	0 - 0.4 bar				
Longueur du système	5.00 m				
Date / Heure	22.03.2012 08:53:31 (PC: 22.03.2012 08:57:19)				
	Régler l'heure				
		<input checked="" type="checkbox"/> Modem connecté		<input type="checkbox"/> Autoriser Roaming	
		<input type="checkbox"/> Transmission de données par SMS activée			
		<input type="checkbox"/> Transmission de données par GPRS activée			
		<input type="checkbox"/> Enregistrer la qualité du signal GSM			
		OTT ecoLog 800	Configuration		
		Lecture	IrDA - OTT DuoLink	Charger	Précédent
		Programmer	COM1: 57600	Enregistrer	

RÉGLAGE DES PARAMÈTRES DE FONCTIONNEMENT DE L'OTT ECOLOG 800

- 1- Changer le nom de l'appareil (mettre le nom de la Station : ce qui est plus pratique à mon avis pour pouvoir retrouver facilement la lecture quand on a plusieurs stations)
- 2- Régler les unités de mesure (m et °c)
- 3- Régler les cadences de scrutation et de mémorisation (on avait mis 5 minutes dans les autres stations)
- 4- Régler l'heure

NB : Pour pouvoir enregistrer la salinité et la TDS, il faut les cocher (ce qui n'est pas nécessaire pour la température, la hauteur d'eau et la conductivité)

5- Cliquer sur enregistrer

ENREGISTREMENT DE LA CONFIGURATION

- 1- Cliquer sur fichier (sur la barre de menu en haut)
- 2- Cliquer sur export configuration dans un fichier texte
- 3- Donner un nom
- 4- Enregistrer

LECTURE INSTANTANÉE

Pour afficher les mesures instantanées on peut :

- 1- Cliquer sur appareil (la barre de menu en haut)
- 2- Cliquer sur appeler l'observateur
- 3- Cliquer sur actualiser

LECTURE DES DONNÉES

- 1- Lancer le logiciel
- 2- Aller sur lecture des données
- 3- Sélectionner les capteurs (ou bien appuyer sur sélectionner tout)
- 4- Cliquer sur afficher-exporter
- 5- Cliquer sur le numéro du capteur (faire affichage graphique ou numérique si on veut vérifier la cohérence des données)
- 6- Cliquer sur export CSV,
- 7- Régler les paramètres d'exportation et l'endroit dans lequel on veut mettre les données
- 8- Cliquer OK

NB : Toujours vérifier la cohérence des données exportées