



HAL
open science

Morphodynamique de l'embouchure de la Somone, petite côte, Sénégal

Marcellin Samou Seuqip

► **To cite this version:**

Marcellin Samou Seuqip. Morphodynamique de l'embouchure de la Somone, petite côte, Sénégal. Sciences de la Terre. Université de La Rochelle; Université Cheikh Anta Diop (Dakar, Sénégal; 1957-..), 2023. Français. NNT : 2023LAROS040 . tel-04767909

HAL Id: tel-04767909

<https://theses.hal.science/tel-04767909v1>

Submitted on 5 Nov 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE DE DOCTORAT EN COTUTELLE

Université Cheikh Anta DIOP de Dakar (Sénégal) / La Rochelle Université (France)

Ecoles Doctorales : EDEQUE (UCAD) et EUCLIDE (LRuniv)

Soutenance 18 décembre 2023

Discipline : Terre solide et enveloppes
superficielles

MORPHODYNAMIQUE DE L'EMBOUCHURE DE LA SOMONE, PETITE COTE, SENEGAL

Présentée par

Marcellin SAMOU SEUJIP



Soutenu publiquement le 18 Décembre 2023, devant le jury composé de :

Présidente	:	Seynabou	CISSE FAYE	Professeur Titulaire (FST-UCAD/Sénégal)
Rapporteurs	:	Edward	ANTHONY	Professeur Titulaire (CEREGE, Aix Marseille Université, France)
		Bamol	Ali SOW	Professeur assimilé (Université Assane SECK, Ziguinchor, Sénégal)
Examineurs	:	Robert	LAFITE	Professeur Titulaire (Université de Rouen Normandie, France)
		Sylvain	OUILLON	Directeur de recherches IRD à UMR LEGOS, Vietnam
		Isabelle	BRENON	Professeur assimilé, La Rochelle Université, UMR LIENSs, France
Invité :	:	Issa	SAKHO	Professeur assimilé (Université Amadou Mahtar MBOW, Diamniadio, Sénégal)
Directeurs	:	Xavier	BERTIN	Directeur de recherches au CNRS à l'UMR LIENSs, La Rochelle Université, France
		Mouhamadou	BACHIR DIOUF	Professeur Titulaire (FST-UCAD/Sénégal)

THESE DE DOCTORAT EN COTUTELLE

Université Cheikh Anta DIOP de Dakar (Sénégal) / La Rochelle Université (France)

Ecoles Doctorales : EDEQUE (UCAD) et EUCLIDE (LRuniv)

Année académique : 2022-2023

N° d'ordre : 94

Discipline : Océanographie

Spécialité : ENVIRONNEMENT LITTORAL

MORPHODYNAMIQUE DE L'EMBOUCHURE DE LA SOMONE, PETITE COTE, SENEGAL

Présentée par

Marcellin SAMOU SEUJIP



Soutenue publiquement le 18 Décembre 2023, devant le jury composé de :

Présidente	: Seynabou	CISSE FAYE	Professeur Titulaire (FST-UCAD/Sénégal)
Rapporteurs	: Edward	ANTHONY	Professeur Titulaire (CEREGE, Aix Marseille Université, France)
	Bamol	Ali SOW	Professeur assimilé (Université Assane SECK, Ziguinchor, Sénégal)
Examineurs	: Robert	LAFITE	Professeur Titulaire (Université de Rouen Normandie, France)
	Sylvain	OUILLON	Directeur de recherches IRD à UMR LEGOS, Vietnam
	Isabelle	BRENON	Professeur assimilé, La Rochelle Université, UMR LIENSs, France
Invité :	Issa	SAKHO	Professeur assimilé (Université Amadou Mahtar MBOW, Diarniadio, Sénégal)
Directeurs	: Xavier	BERTIN	Directeur de recherches au CNRS à l'UMR LIENSs, La Rochelle Université, France
	Mouhamadou	BACHIR DIOUF	Professeur Titulaire (FST-UCAD/Sénégal)



THESE DE DOCTORAT EN COTUTELLE

Université Cheikh Anta DIOP de Dakar (Sénégal) / La Rochelle Université (France)

Ecoles Doctorales : EDEQUE (UCAD) et EUCLIDE (LRuniv)

Année académique : 2022-2023

N° d'ordre : 94

Discipline : Océanographie

Spécialité : ENVIRONNEMENT LITTORAL

MORPHODYNAMIQUE DE L'EMBOUCHURE DE LA SOMONE, PETITE COTE, SENEGAL

Présentée par

Marcellin SAMOU SEUJIP

Avec le soutien et la participation de :



Centre de Suivi Ecologique



Dédicaces

Je remercie le très Haut pour sa miséricorde et sa grâce, depuis toujours dans ma vie.

Je dédie cette thèse,

A mes Grands-Parents, qui m'ont beaucoup aimé, ceux qui sont déjà partis je pense à vous !

A ma grand-mère MAGDALENE KIBOTI épouse NDONSAK !

A ma feu Tante NONO TAPITA !

A mes parents pour tous vos sacrifices consentis pour mon éducation !

A Mes frères et Sœurs !

A tous mes enseignants depuis ma naissance, sans qui je n'aurai pas eu la même trajectoire !

Remerciements

Parvenu au terme de cette belle aventure, la thèse, il me tient à cœur d'exprimer toute ma gratitude à tous ceux qui ont intervenu de près ou de loin au bon déroulement de cette recherche. Pour commencer, mes remerciements vont à l'endroit des membres de mon jury qui ont accepté d'évaluer cette recherche :

- **Seynabou CISSE FAYE**, Professeur Titulaire à la Faculté des Sciences et Techniques de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar (FST/UCAD) pour avoir accepté de présider ce jury de thèse. Madame FAYE, j'aimerais vous exprimer toute ma gratitude suite à vos nombreux conseils et encouragements depuis ma première année de thèse, ils m'ont accompagné et m'ont beaucoup motivé sur la durée de ma thèse. Notre dernier échange concernait l'une des revues scientifiques dans laquelle on a soumis une partie des résultats de cette thèse. Merci d'avoir été là pour moi !
- **Edward ANTHONY**, Professeur Titulaire (CEREGE, Aix Marseille Université, France), pour avoir bien voulu rapporter ma thèse malgré vos contraintes de temps. Au cours de ma thèse, j'ai bénéficié des nombreuses conclusions de vos différentes recherches menées dans différents lagunes et estuaires à travers le monde et celles sur le littoral Ouest Africain (Saint-Louis, Baie de Bonny, et bien d'autres). Votre riche expérience sur les mangroves et la dynamique dans ces milieux, ainsi que les processus liés à la géomorphologie littorale a apporté une appréciation rigoureuse à ma présente thèse, Merci !
- **Bamol Ali SOW**, Professeur assimilé (Université Assane SECK, Ziguinchor, Sénégal), pour avoir accepté d'être rapporteur de cette thèse malgré vos différentes occupations. Vos différentes recherches et connaissances profondes de la circulation sur le littoral du Sénégal ont été des atouts majeurs pour votre appréciation rigoureuse de notre travail. Plus tôt en début d'année (Janvier 2023), je participais à une mission de terrain en Casamance organisée par l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar, l'Université de Rouen et l'Université Assane SECK de Ziguinchor, durant laquelle, j'ai pleinement bénéficié du dynamisme de votre équipe, Merci !
- **Robert LAFITE**, Professeur Titulaire (Université de Rouen Normandie, France), pour avoir accepté d'examiner ma thèse. Professeur émérite, c'est en dire long de toute l'expérience qui est la vôtre en géologie marine et notamment les processus côtiers. Durant ma thèse j'ai relu plusieurs de vos contributions sur ma zone d'étude. Vous avez encadré la thèse d'Issa SAKHO (un de mes superviseurs), Elle est parmi les recherches pionnières en géologie marine menées dans la lagune de la Somone (je dirai la recherche pionnière). Celle-ci a apporté un grand nombre de publications scientifiques et la thématique de ma présente thèse. C'est dire à quel point j'ai appris de vous, cela a été un réel honneur pour moi, Merci !
- **Sylvain Ouillon**, Directeur de recherches IRD à l'UMR LEGOS, Vietnam, pour avoir accepté d'examiner mes travaux de recherche à terme. Sylvain ton expérience sur la dynamique hydro-sédimentaire des milieux lagunaires et estuariens à travers le monde et localement sur les côtes Ouest-Africaines a apporté une amélioration substantielle durant notre projet de recherche. Tu as toujours su trouver le temps à nous accorder lorsqu'on avait besoin d'évaluer l'avancée de mon travail. J'ai été très ravi de bénéficier jusqu'au bout de ma thèse de tes différentes analyses et observations, Merci !

- **Isabelle BRENON**, Professeur assimilé, La Rochelle Université, UMR LIENSs, pour avoir accepté d'examiner cette thèse. Isabelle ton expérience sur la dynamique hydro sédimentaire et les processus physiques associés dans les estuaires et en milieu littoral en général, a apporté une grande amélioration à cette recherche au terme de ton évaluation. Je me rappelle durant mon séjour à la Rochelle Université, précisément au LIENSs tu m'encourageais régulièrement. T'avoir eu au comme examinatrice pour cette recherche m'a particulièrement marqué, Merci !

- ❖ **Mes Directeurs de thèse** : Cet aboutissement, je le dois principalement à mes superviseurs de thèse qui n'ont en aucun moment douté de ma capacité à mener à bien cette recherche depuis ma sélection à l'appel d'offre internationale pour réaliser cette thématique sur la lagune de la Somone (en 2019). J'ai su dès nos premières discussions que j'avais devant moi des chercheurs perspicaces, très ambitieux et qu'il me fallait travailler dur pour qu'à terme nos conclusions soient pertinentes pour les embouchures des environnements lagunaires (estuariens) et les écosystèmes possédant des mangroves. La situation du CoViD 19 ne nous a pas beaucoup aidé durant notre Projet notamment avec l'ambition de finir à temps. Mais vos différentes idées et réorientations m'ont permis d'avancer rapidement. Au-delà du cadre purement professionnel, j'ai beaucoup aimé votre dimension sociale, des hommes humbles, généreux et à l'écoute. Merci à,
 - **Issa SAKHO**, pour votre expérience en géologie marine et précisément sur les processus hydro sédimentaires. Vous m'avez donné la une belle opportunité d'investiguer sur une des perspectives à la suite de votre thèse. Sans votre travail acharné entre 2008 et 2011 dans la lagune de le Somone, je dirai aucune thèse pour Marcellin. Vous êtes l'artisan de cette belle aventure. Je vous remercie pour votre suivi durant ma thèse et vos différentes orientations. Vous vous êtes toujours rassurés que j'eusse les éléments nécessaires pour mener à bien cette recherche. Vous n'avez jamais hésité à m'associer à des activités de recherche qui apportaient un plus à ma thèse (**Jërëjëf Prof**).

 - **Mouhamadou Bachir DIOUF**, pour avoir partagé votre longue expérience, l'une des expériences parmi les plus riches dont bénéficie le Sénégal dans le domaine de la géologie marine. Vos orientations et suggestions durant toute la période de ma thèse m'ont beaucoup aidé à avancer rapidement. Depuis le début de ma thèse vous m'avez toujours mis dans les conditions les meilleures pour que je puisse avancer rapidement. Vous avez été un Papa pour moi au Sénégal. Je vous suis énormément reconnaissant (**Jërëjëf Prof**).

 - **Xavier BERTIN**, cette thèse n'aurai pas eu le même aboutissement sans toi Xavier. Xavier, dès ta première question durant ma sélection pour cette thèse (sur le déferlement des vagues ...l'énergie dissipée transformée en quantité de mouvement), j'ai très vite compris que j'allais apprendre énormément de toi. Ta profonde expérience sur la morphodynamique des environnements littoraux (et l'accent particulier porté sur les lagunes côtières) m'a accompagné tout au long de ce projet (je suis très ravi d'avoir ajouté une lagune spécifique (avec mangrove) de plus à ton actif). Ta connaissance sur les processus physiques clefs dans ces environnements m'a permis d'aborder différents axes de recherche qui débouchaient quasiment chaque fois sur des résultats pertinents facilitant ma progression sur la thématique. Dans la supervision de ma thèse tu as toujours su trouver du temps pour évaluer mon travail et me réorienter ; S'il est vrai que j'ai effectué un séjour au LIENSs cela n'était évidemment pas suffisant pour prendre à main tous les aspects liés à la modélisation numérique. Ton apprentissage à travers nos longues heures d'échanges en ligne (visioconférences sur les outils numériques, points de thèse, etc),

m'a permis de disposer des capacités techniques nécessaires à la réalisation de ma thèse.
(**Jërëjéf Xavier**)

❖ **Aux Directeurs d'Ecoles Doctorales (EDEQUE & EUCLIDE)**

Serigne Faye, Professeur titulaire (FST/UCAD), Directeur de l'Ecole Doctorale EDEQUE. Professeur je vous remercie pour tout votre accompagnement durant ma thèse, de ma première procédure administrative à la dernière à l'EDEQUE, vous avez toujours suivi mes procédures avec diligence, je vous en suis énormément reconnaissant. Votre humilité m'a particulièrement touché, Professeur FAYE, Merci !

Professeur Awa NIANG FALL. Nouvelle directrice de l'École Doctorale de l'EDEQUE, je vous remercie pour votre réactivité sur la courte période de préparation de ma fin de thèse.

Karim AÏT-MOKTHAR et Bustamante PACO. Responsables en Charge de l'Ecole Doctorale Euclide à la Rochelle Université, je tiens à vous remercier pour la diligence dont j'ai bénéficié au cours de ces années d'études. Ces procédures ont aussi été facilitées par **Isabelle HIRSCH et Jennifer De la Corte et Christel LEFRANCOIS**, Merci !

Valérie Ballu, Directrice du LIENSs, merci vivement pour tous tes encouragements durant ma thèse.

❖ **A l'Université Amadou Mathar Mbow (UAM) de Dakar**

Je tiens à remercier les Recteurs de l'UAM sur la période de ma thèse, Prof. **Ibrahima CISSE** et Prof. **Codou Guèye MAR** pour toutes les facilités que j'ai obtenus durant ma thèse grâce à vous. J'ai toujours su qu'il allait arriver ce moment pour exprimer toute ma gratitude.

Je ne saurais oublier Madame **Bineta GOMIS**, Madame **Lala Sawour NIANG**, votre réactivité a été sans faille. Cela a bien facilité la réalisation des différentes activités prévues dans le cadre de ma thèse, Merci !

❖ **Au Centre de Suivi Ecologique de Dakar (CSE)**

En charge de la supervision du programme de Gestion du Littoral Ouest Africain financé par la banque mondiale à travers le Fond Français pour l'Environnement Mondial (WACA-FFEM), le Centre de Suivi Ecologique de Dakar à piloter notre travail sur la Somone. Je remercie le CSE et en particulier Monsieur **Moussa SALL** avoir accompagné notre équipe jusqu'au bout.

❖ **Rochelle et au LIENSs**

Je remercie Madame **EDINGA Eugenia** et **Philippe** son époux pour leur hospitalité durant mes premiers pas très nonchalants à la Rochelle (c'était en l'hiver, précisément Décembre 2021!).

Je remercie **Olivia KOMA** et son Epoux **Jean-Marc** pour leur aide durant mon départ à la Rochelle.

Je remercie **Joseph KOUANDJI BEKOUM** de Toulouse et toute sa petite famille. Tu sais grand Jo, mon mentor, tu as toujours été là pour moi, tes encouragements depuis ma première année en Océanographie à aujourd'hui, je t'exprime toute ma gratitude. Je remercie aussi le frère Ridge de Niort, à qui tu as demandé de m'assister en cas de besoin. Merci frère Ridge !

Au LIENSs, je remercie Laura Lavaud et Jamal Khan pour leur encadrement durant ma prise en main du module de marée dans le modèle SCHISM. Je remercie Simona, Treden, Marc, et mon ami Alexandre Mussa pour nos différents moments d'échanges scientifiques et de partage.

❖ UCAD

Je remercie l'équipe de doctorants et enseignants avec laquelle j'ai beaucoup échangé durant ma thèse, je pense ainsi à Omar Baldé, Hadji Ndiaye, Anta, au Dr. Ndiaye, Yande, Diouf, Dr. Axel Djani, vos contributions multiples m'ont beaucoup aidé.

Les docteurs et doctorants en hydrogéologie : Terance Benam, Ayouba Mmadi, Dr. Djim Diongue, Aguibou Ba, Hikimat Saadi, Leva, Essaïe et les autres pour nos différents échanges aux heures de cafés.

❖ A Mes différents Collaborateurs durant les observations de Terrain

Un merci particulier à Alassane Toure, tu as été mon binôme durant mes missions de terrain. J'ai beaucoup appris de toi. Je remercie Djibril Tine avec qui on n'a pas mal nagé au contact des méduses (et leur décharge électrique) pour aller réaliser des mesures de topographie, connaissant les longs jusants dans la Somone, c'était très rare d'avoir les bancs découverts complètement durant nos missions. Je remercie Wardou et Saïd d'avoir participé à mes terrains. Enfin, je remercie TTSM, pour la réalisation de la bathymétrie. Cette mission couplée Topo-Bathy était très riche.

❖ Aux Collaborateurs scientifiques

Je remercie vivement Alban LAZAR de LOCEAN (Laboratoire d'Océanographie et du Climat, Expérimentations et Approches Numériques), pour sa collaboration scientifique durant cette thèse et notamment le partage des différentes données météo-marines obtenues par votre équipe de recherche dans le cadre du LMI-ECLAIRS 1 au large du littoral du Sénégal.

Je tiens à remercier vivement SADIO Mamadou, Enseignant au Master GIDEL (Gestion Intégrée et Développement Durable du Littoral Ouest-Africain), de l'Université Cheikh Anta DIOP de Dakar, pour tous nos différents échanges scientifiques durant ces années de recherche.

❖ Université de Douala

Je remercie tous mes enseignants du domaine de l'Océanographie au Cameroun : Anselme Crépin MAMA, Raphael ONGUENE, Gustave FOWE, Rodrigue EBONDI, Grégoire ABESSOLO, Sakaroz BONING, Felix BESACK, Nouridine NJUIPTAVOUL.

❖ Aux Familles

Au Sénégal, je remercie Ingrid et sa maman tante Rachelle pour leur accueil et appui les premières années de ma thèse. Je remercie la Famille Abotsi, notamment Maxime Komla et son Papa Kokou Abotsi pour leurs différents appuis durant ma thèse au Sénégal. Merci à Edinor et à sa Famille. Je remercie le Professeur Noubissi Nzachée pour son encadrement au Sénégal.

Au Cameroun, je remercie ma Famille, c'est vrai cela fait un moment. Vos encouragements ont été importants ces dernières années. Je pense à mon père SEUJIP René et ma Maman Geraldine MBELIYIEH NDANSACK. Merci à ma maman Elizabeth à Douala. Je remercie mes frères et sœurs (Mirabelle, Daïnice, Joresse, Mesmin, Emmanuel et Yuan, et tous les autres) pour leur solidarité à la famille (enfin bref... !). Je pense à ma grande famille.

Merci à Laure Ngansi pour avoir été toujours là et à tous les amis de longues dates au pays (Ghislain, Brice, Emmanuel, Tiotis, Mathilde, Cedric, Langoul, Pastore, Magnim, Roy, Dorelle, Roland, ...). La liste est longue.

Table de matières

Dédicaces.....	i
Remerciements.....	ii
Liste des figures.....	xii
Liste des tableaux.....	xx
Liste des abréviations.....	xxi
Résumé.....	xxiii
Abstract.....	xxiv
0 INTRODUCTION GENERALE.....	1
0.1 Contexte justificatif et problématique.....	1
0.2 Objectifs de la thèse.....	8
0.3 Structure de la thèse.....	9
1 GEOMORPHOLOGIE ET DYNAMIQUE HYDRO-SEDIMENTAIRE DES ENVIRONNEMENTS LAGUNAIRES.....	11
I.1 Généralités sur les lagunes côtières.....	11
I.1.1 Enjeux, Origines et Définitions.....	11
I.1.2 Typologie des lagunes côtières.....	18
I.2. Géomorphologie et variabilité des embouchures.....	23
I.2.1 Unités morphologiques d'une embouchure lagunaire.....	23
I.2.2 Classification énergétique des embouchures.....	24
I.2.3 Stabilité des embouchures.....	28
I.3. Modèles morphodynamiques des embouchures.....	31
I.3.1. Modèles conceptuels.....	31
I.3.2. Cycles saisonniers d'ouverture et fermeture d'une embouchure.....	36
I.3.3. Modèles numériques, avancée des connaissances sur la morphodynamique.....	39
2 PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE.....	47
2.1. Caractérisation géomorphologique.....	47

2.1.1. Contexte géologique.....	47
2.1.2. Morphologie littorale.....	50
2.2. Climat.....	52
2.2.1. Température.....	52
2.2.2. Précipitations.....	53
2.2.3. Evaporation.....	55
2.3. Circulation littorale : atmosphérique et hydrodynamique.....	56
2.3.1. Vents et pressions atmosphériques.....	56
2.3.2. Marée.....	58
2.3.3. Vagues.....	60
2.3.4. Courants côtiers (surface, subsurface) et upwelling.....	63
2.3.5. Dérive littorale et transport sédimentaire local.....	66
2.4. Caractérisation du bassin versant et de l'écosystème de la lagune de la Somone...	68
2.5. Physicochimie, pédologie et sédimentologie de la lagune de la Somone.....	76
3 METHODOLOGIE D'ACQUISITION ET DU TRAITEMENT DE DONNEES.....	80
3.1. Expérimentation de terrain.....	81
3.1.1. Stratégie globalement adoptée.....	81
3.1.2. Topographie et bathymétrie.....	83
3.1.3. Hydrodynamique (marée, vagues)	86
3.1.4. Observations sédimentaires.....	90
3.1.5. Conditions atmosphériques.....	91
3.2. Analyses des données : pré et post-traitements.....	92
3.2.1. Topographie et bathymétrie.....	92
3.2.2. Unités morphologiques dans la lagune : caractérisation et différenciation spatiale.....	93
3.2.3. Hydrodynamique (niveaux d'eau, courants, paramètres des vagues).....	95
3.2.4. Paramètres sédimentaires.....	99

3.3. Sources additionnelles de données.....	101
3.3.1. Bathymétrie.....	101
3.3.2. Topographie.....	101
3.3.3. Estimation de la topographie-bathymétrie par la méthode des lignes d'eau....	102
3.3.4. Données marégraphiques.....	103
3.3.5. Données de vagues.....	104
3.3.6. Données atmosphériques.....	105
3.3.7. Données sédimentaires.....	105
3.4. Plateforme de modélisation numérique adoptée pour la recherche.....	105
3.4.1. Présentation de la plateforme numérique adoptée.....	106
3.4.2. Modèle hydrodynamique choisi.....	106
3.4.3. Modèles de vagues utilisés.....	112
3.4.4. Description globale de la stratégie de modélisation.....	113
4 IMPACT DE LA MANGROVE SUR LA PROPAGATION DE LA MAREE DANS LA LAGUNE DE LA SOMONE.....	116
4.1. Résumé de la recherche menée.....	117
4.2. Impact de la mangrove sur la propagation de la marée dans la lagune de la Somone.....	118
4.2.1. Introduction.....	120
4.2.2. Study area.....	122
4.2.2.1 General Description.....	122
4.2.2.2 Hydrodynamic.....	125
4.2.3. Methods and data.....	125
4.2.3.1 Topographic and Bathymetric surveys.....	125
4.2.3.2 Hydrodynamic parameters: water level and current measurements.....	125
4.2.3.3 Numerical Modelling.....	126
4.2.3.3.1 SCHISM Model Presentation.....	126
4.2.3.3.2 The Vegetation Module.....	126
4.2.3.4 Model Implementation.....	127
4.2.3.5 Assessing the impact of mangrove.....	129

4.2.4. Results and discussion.....	130
4.2.4.1 Model predictive skills and limitations.....	130
4.2.4.1.1 Water levels.....	130
4.2.4.1.2 Currents.....	131
4.2.4.1.3 Limitations of the present model.....	131
4.2.4.2 Tide-induced hydrodynamics of the lagoon (tidal range, tidal distortion).....	133
4.2.4.3 Mangrove impacts on tidal propagation.....	134
4.2.4.3.1 Mangrove effect on the water level asymmetry.....	134
4.2.4.3.2 Mangrove effect on tidal currents.....	135
4.2.4.4 Effects of the mangrove on tidal dissipation.....	136
4.2.4.5 Effects of the mangrove on tidal distortion.....	138
4.2.5. Conclusion.....	139
5 CARACTERISATION DES CLIMATS DE VAGUES LE LONG DES COTES DU SENEGAL.....	142
5.1. Résumé de la recherche menée.....	143
5.2. Variabilité des climats des vagues sur le littoral du Sénégal au cours des 4 dernières décennies.....	143
5.2.1. Introduction.....	144
5.2.2. Study Area.....	146
5.2.2.1. General Description.....	146
5.2.2.2. Waves Characteristics and Coastal Hydrodynamic.....	147
5.2.3. Methodology.....	148
5.2.3.1. WaveWatch III Model Description.....	148
5.2.3.2. Forcing Fields: Wind Forcings, Bathymetry and Topography.....	148
5.2.3.3. Model Implementation.....	148
5.2.3.4. Wave Data Source.....	149
5.2.3.5. Model Validation and the Wave Climate Analysis.....	149
5.2.4. Results.....	150
5.2.4.1. Model Predictive Skills.....	150
5.2.4.2. Description of Wave Climate.....	151

5.2.4.2.1. Mean and Extreme Conditions.....	151
5.2.4.2.2. Seasonal Variability.....	153
5.2.4.2.3. Long-Term Trends.....	156
5.2.5. The Control of Atlantic Climate Modes on Wave Climate Variability on the Senegalese Coast.....	159
5.2.5.1. The North Atlantic Oscillation (NAO).....	159
5.2.5.2. East Atlantic Mode (EA).....	161
5.2.5.3. South Atlantic Oscillation (SAM).....	163
5.2.6. Discussion and Conclusions.....	164
5.2.6.1. Limitations of the Present Model.....	164
5.2.6.2. Dakar Peculiarity in the Coastal Morphology.....	165
5.2.6.3. The Wave Climate Control by Atlantic Modes of Variability.....	165
5.2.6.4. Long-Term Trends on Wave Parameters and Climate Modes, Comparative Evolution and Future Implications.....	166
6. IMPACT DES VAGUES SUR LA MORPHODYNAMIQUE DE L'EMBOUCHURE.....	172
6.1. Tempêtes majeures historiques au Sénégal et fermeture de l'embouchure.....	173
6.2. Conditions météo-océaniques associées aux épisodes de fermeture de l'embouchure.....	174
6.2.1. Vents et pressions atmosphériques.....	174
6.2.2. Paramètres de vagues.....	177
6.3. Etudes précédentes sur les interactions vagues-courants dans les lagunes côtières et en estuaires.....	184
6.4. Hydrodynamique associée aux événements extrêmes : cas de la tempête de Février 1987.....	185
6.4.1. Elaboration d'une configuration couplée vagues-marée pour la lagune.....	185
6.4.1.1. Couplage des vagues au modèle de circulation (implémentation).....	185
6.4.1.2. Validation de l'hydrodynamique à l'embouchure de la lagune.....	186
6.4.2. Conditions hydrodynamiques associées à le Tempête de 1987.....	187
6.4.2.1. Développement d'un setup de vague et implication sur l'asymétrie.....	187
6.4.2.2. Effets des vagues sur les courants moyens.....	188

6.5. Implications sur la morphodynamique de l'embouchure.....	190
7. CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	193
7.1. Conclusion Generale.....	193
7.2. Perspectives.....	196
Bibliographie.....	197

Liste des figures

Figure 1.1. Représentation schématique du continuum des lagunes aux deltas (D'après Davies, 1973).....	14
Figure 1.2. Classification d'environnements côtiers selon Boyd et al., 1992 (modifiée).....	16
Figure 1.3. Vue schématique d'une lagune côtière (Anthony et al., 2009)	17
Figure 1.4. Différents types de lagunes côtières en fonction du processus de formation (d'après Lankford, 1977)	20
Figure 1.5. Classification schématique de différents types de lagunes côtières en fonction de leurs facteurs dynamiques dominants (d'après Nichols et Allen, 1981).....	21
Figure 1.6. Classification des lagunes côtières en, (A) restreintes, (B) étranglées et (C) perméables, suivant la systématique proposée par Kjerfve (1994)	22
Figure 1.7. Embouchure de la Somone, Petite Côte, Sénégal (Google Earth image, 2023) ...	23
Figure 1.8. a) Illustration schématique des unités morphologiques qui composent une embouchure ; b) Courants générés par les vagues et la marée autour et au-dessus des deltas de flot et de jusant (Adaptée de Smith, 1984, 1987)	24
Figure 1.9. Classification des embouchures en fonction des paramètres hydrodynamiques de marées et des vagues (ajusté de Davis et Gibeaut, 1990)	26
Figure 1.10. Diagramme d'Escoffier pour la stabilité d'embouchure (adapté d' Escoffier, 1940)	30
Figure 1.11. Modèles conceptuels (1-3) pour l'évolution des embouchures (FitzGerald et al., 2000) (modifié).....	33
Figure 1.12. Modèles conceptuels (4-6) pour l'évolution des embouchures (FitzGerald et al., 2000) (modifié).....	35
Figure 1.13. Modèle conceptuel du cycle saisonnier d'ouverture/fermeture d'une embouchure, d'après Tung et al. (2007)	38
Figure 2.1 Le Bassin sédimentaire Mauritanie-Sénégal-Gambie-Bisseau Conakry dans son cadre régional (Roger et al., 2009b , modifiée)	48
Figure 2.2. Colonne stratigraphique synthétique du bassin MSGBC (d'après Nzoussi, 2003 , modifiée)	49
Figure 2.3. Couverture sédimentaire marine de la Petite Côte du Sénégal (d'après Turmine, 2001)	51

Figure 2.4 Moyenne mensuelle des températures à Nguékhokh (Tropis, 2021)	53
Figure 2.5 Evolutions de (A) la pluviométrie (en mm) et de (B) l'indice de pluviosité dans la zone d'étude (modifié de Tropis (2021))	54
Figure 2.6. Moyenne interannuelle des précipitations sur la période d'hivernage de 1991 à 2020 à Mbour.....	55
Figure 2.7 Moyenne mensuelle de l'évaporation à Thiès (Tropis, 2021)	56
Figure. 2.8 Les masses d'air et le déplacement du F.I.T. (Front Inter Tropical) au cours de l'année (Michel, 1973 , modifiée)	57
Figure 2.9. Niveau moyen mensuel de la mer au Port de Dakar entre fin 2007 et 2022.....	59
Figure 2.10. Tendances du niveau moyen observées à différentes périodes sur le littoral du Sénégal (Wöppelmann et al., 2008 ; Le Cozannet et al., 2015 ; Sakho et al., 2020)	60
Figure 2.11. Répartition mensuelle de la fréquence d'occurrence des houles (en jours) au large de Dakar au Sénégal (a) et leur évolution interannuelle (b). Les événements de vagues provenant de l'Atlantique Nord sont indiqués en gris, de l'Atlantique Sud en orange et des cyclones tropicaux en bleu (Almar et al., 2019)	62
Figure 2.12. Régime de marée au cours des tempêtes de grandes ampleurs (Sangomar, Cindy et Fred) survenues sur la petite côte du Sénégal.....	63
Figure 2.13. Circulation moyenne dans l'Atlantique tropical Nord (0-25°N) sur la période de Mai 2009 à Septembre 2010. Les flux moyens représentés par les flèches sont interpolés sur une grille de 0,5°x0,5° (l'isobathe 1000 m est représentée par des courbes grises) (Poulain, 2010)	64
Figure 2.14. Variations saisonnières des courants généraux sur le littoral ouest-africain (d'après SHOM, 1981), modifiée	65
Figure 2.15. Structure schématique en 3D de la structure dynamique et hydrologique de l'upwelling sur le plateau sud du Sénégal, la barre de couleur donne les SST en degré. (D'après, Ndoye et al., 2018 , ajustée)	66
Figure 2.16. Impacts côtiers des événements de houle de l'Atlantique Nord (a), du cyclone tropical (b) et de l'Atlantique Sud (c), le long des côtes sénégalaises en termes d'anomalie de transport de sédiments côtiers (flèches) et d'anomalie du niveau de la mer SLA (anomalie	

altimétrique combinée du niveau de la mer induite par les vagues (points colorés)). (D'après, Almar et al., 2019)	68
Figure 2.17. Localisation du site d'étude, (A) bassin versant et (B) estuaire-lagune (situation en 2006 (Sakho, 2011))	69
Figure 2.18. Schéma du cycle sédimentaire au niveau de l'embouchure de la Somone : A. phase d'érosion / B. & C. phase d'engraissement. (D'après, Sakho, 2011)	71
Figure 2.19. Evolution temporelle du littoral de la Somone entre 1946 et 2006 (Sakho, 2011).....	72
Figure 2.20. Photographies (A1, B1) et cartographies (A2, B2) diachroniques (1974 et 2006) de l'embouchure de la Somone (Sakho, 2011)	73
Figure 2.21 Cartographie de l'évolution spatio-temporelle des unités morphologiques de l'écosystème de la Somone (1946-2006) (Sakho, 2011)	75
Figure 2.22 Carte de la médiane des sédiments de l'écosystème de la Somone (saison sèche 2008), (D'après Sakho, 2011)	77
Figure 3.1. Emprise globale de la lagune de la Somone observée suivant l'ensemble des points de mesure de topographie et de bathymétrie (les levés de 2015 proviennent de l'étude du projet de dragage de la lagune)	83
Figure 3.2. Instruments déployés durant les levés bathymétriques dans la lagune de la Somone, (A) un échosondeur monofaisceau à bi-fréquence (modèle CEESCOPE) ; (B) un jet-ski flexible (moyen nautique) pour les levés, (C) une station de référencement (munie d'un DGPS (RTK-GNSS) et d'une antenne relais)	84
Figure 3.3. Observation de la morphologie dans la lagune de la Somone, indiquée par les transects définis pour les mesures de bathymétrie (A), les points de levés de topographie (B), dont la combinaison (C) donne l'étendue du domaine de mesure en Octobre 2020 (Campagne 3)	85
Figure 3.4. Positions des stations d'enregistrement des paramètres hydrodynamiques utilisées dans la lagune de la Somone.....	87
Figure 3.5. Dispositifs et instruments de mesure déployés durant les observations hydrodynamiques dans la lagune.....	89
Figure 3.6. Sites de prélèvement de sédiments dans le système lagunaire.....	91

Figure 3.7. Conditions de pression atmosphérique au cours de la Campagne 3, d’observation des conditions hydrodynamiques, (panel du haut) la pression à l’interface air-mer et pression atmosphérique moyenne et (panel du bas) la fluctuation horaire observée sur l’évolution de la pression atmosphérique à l’interface air-mer.....	92
Figure 3.8. Modèle Numérique de Terrain de la Lagune de la Somone.....	93
Figure 3.9. Extensions spatiales des principales unités morphologiques dans la lagune de la Somone (Situation au 20 Octobre 2020)	94
Figure 3.10. Evolution de niveaux d’eau (en haut), des différentes composantes du courant résiduel (au milieu) et de la norme du courant (en bas) à l’entrée de la lagune au niveau de la station Aquadopp (Figure 3.4)	96
Figure 3.11. La procédure adoptée durant le traitement des vagues : a) extraction en fenêtre glissante de 30 minutes de la série chronologique de la profondeur de l'eau ; b) fenêtre de 30 minutes dépourvue de tendance ; c) spectre de densité d'énergie calculé à partir de la fenêtre après (respectivement avant) correction de l'atténuation de pression avec la profondeur (courbe rouge, respectivement courbe bleue), fréquences de coupure pour correction et intégration spectrale (lignes noires pointillées verticales), fréquence de pic (f_p , ligne noire verticale) et paramètres moyens des vagues déduits de m_0 (représentés par la surface grise)..	98
Figure 3.12. Evolution des hauteurs d’eaux (en haut) et des caractéristiques de vagues (hauteur significative (au milieu) et période (en bas) à la station PT1.....	99
Figure 3.13. Extraction des élévations de niveau d’eau (de la station PT-Coude) correspondant aux différentes dates des images sentinelles exploitées pour déduire la topographie/bathymétrie dans la lagune de la Somone.....	102
Figure 3.14. Lignes d’eaux numérisées et converties plus tard en altitudes par rapport au Mean Sea Level sur la base des mesures de pression (capteur PT-Cd, Figure 3.13) dans la lagune de la Somone.....	103
Figure 3.15. Grille de calcul horizontale utilisée dans SCHISM, s’étendant entre Dakar au Nord Palmarin au Sud de la petite côte (a), résolution de la grille et position de la station marégraphique du port de Dakar (b) et résolution de la grille sur la Somone, bathymétrie et une carte de fond de la lagune de la Somone qui a été discrétisée (c).....	108
Figure 3.16. Description schématique, (a) des coordonnées verticales hybrides S-Z utilisées dans SCHISM et (b) emplacement sur l'unité de calcul des élévations et vitesses. Adapté de Zhang et al. (2016).....	109

Figure 4.1. (A) Location of the study site on the small Senegal coast in West Africa, (B) Extension of the computational domain (sea boundaries in red dash-dotted line and land boundaries in blue) with the position of the Dakar tide gauge (black star) and (C) the Somone coastal lagoon with the position of measurement stations and its local bathymetry. (The offshore bathymetry comes from Gebco (2019) and Geographical Datum WGS 84 is used for the georeferencing)124

Figure 4.2. Comparison between observed (black dotted line) and modelled water levels in Dakar reference tide gauge station (Dakar-Port), and Somone measurement stations at Sea (Sea-PT1), at the lagoon entrance (Aquadopp) and upstream inside mangrove (Mangrove-PT2)131

Figure 4.3. Comparison between observed (black) and modelled (green) water levels (up), Eastward (middle) and Northward (down) currents at the Aquadopp station, located vertically at 0.6 m from the bottom132

Figure 4.4. Comparison of water levels in the lagoon, mouth entrance (Aquadopp) and upstream inside mangrove (Mangrove-PT2) based on 02 model configurations, with vegetation (green) and without vegetation (red) and observations (black).....134

Figure 4.5. Comparison of current components in the lagoons, at the mouth entrance (Aquadopp station) based on 02 model configurations, with vegetation (green) and without vegetation (red) and observation (black). Top panel (water level), middle (U (m/s)) and bottom (V (m/s))136

Figure 4.6. Spatial amplitudes of tidal harmonics M_2 , M_4 and K_1 in Somone lagoon in 02 different model configurations, (left panels) configuration with mangrove (vegetation) and (middle panels) configuration without mangrove, and their respective amplitude differences normalized (right panels) between the configurations with and without vegetation. (Black isolines are spatially presented every 0.05 m for M_2 and 0.01 m for both K_1 and M_4)137

Figure 4.7. Spatial amplitudes ratio of harmonics AM_4/AM_2 constituent and their compound phases $2\phi_{M_2} - \phi_{M_4}$ in Somone lagoon in 02 different model configurations, (left) configuration with mangrove (vegetation) and (middle) configuration without mangrove, and their respective differences obtained between the configuration without and with vegetation (right panels)138

Figure 5.1. Atlantic Ocean Bathymetry with (A) the extension of the regional domain grid (red rectangle) and (B) the extension of the local grid on the Senegal Coast where the MELAX Buoy is referenced (red star) off Somone on the Petite Côte of Senegal.....146

Figure 5.2. Comparison between wave bulk parameters (significant wave height (H_s , top panel), mean wave periods (T_{m02} , middle), and peak periods (T_p , bottom panel)) computed from the MELAX buoy (black) and model results from the new hindcast (blue) and retrieved from ERA5 (red) from July 2019 to March 2020 at the location of the MELAX buoy (located by 35 m water depth, Figure 1B).....151

Figure 5.3. Spatial maps of the yearly mean wave climate, significant wave height (H_s (m), left), mean wave direction (DIR ($^\circ$), middle), and peak period (T_p (s), right) computed on the Senegalese Coast from 1980 to 2021 (Brown patches along the coastline denote areas with insufficient resolution)152

Figure 5.4. Spatial maps of extreme wave climate conditions for significant wave height (H_s (m), top) and peak periods (T_p (s), bottom), respectively, at the 90th, 99th, and 100th percentiles of maximum values on the Senegalese Coast from 1980 to 2021 (Brown patches along the coastline denote areas with insufficient resolution)153

Figure 5.5. Spatial maps of seasonal mean wave climate: significant wave height (H_s (m), top panel), mean wave direction (DIR ($^\circ$), middle panel), and peak period (T_p (s), bottom panel) computed on the Senegalese Coast from 1980 to 2021. The dark grey patches along the coastline denote areas of insufficient model resolution155

Figure 5.6. Trends of wave parameters (from left to right), significant wave height (H_s (cm)), wave mean period (T_{m02} (s)), peak period (T_p (s)), and mean direction (DIR ($^\circ$)) computed on the Senegalese Coast from 1980 to 2021, Hatched zones on maps indicate areas where trends are not significant at 95% (Mann–Kendall test)156

Figure 5.7. Seasonal trends computed over the period 1980–2021 for the main wave parameters (H_s , DIR, T_{m02} , and T_p) in winter, spring, summer, and autumn on the Senegalese Coast from 1980–2021, Hatched zones on maps indicate areas where trends are not significant at 95% (Mann–Kendall test)158

Figure 5.8. Spatial correlations between NAO and wave parameters (H_s , T_{m02} , T_p , and DIR) during boreal winter (DJFM), computed on the Senegalese Coast from 1980–2021, crosslines on maps indicate areas with non-significant correlations (at 95% confidence interval from Mann–Kendall test)159

Figure 5.9. The red rectangle indicates the average winter wind speed corresponding, respectively, to the periods of maximum (NAO+, left) and minimum (NAO–, right) phases of NAO in the tropical Atlantic on the Senegalese Coast.....160

Figure 5.10. Spatial correlations between East Atlantic mode (EA) and wave parameters (Hs, T_{m02} , T_p , DIR), computed on the Senegalese Coast from 1980–2016 in boreal winter (DJF), crosslines on maps indicate areas with non-significant correlations (at 95% confidence interval, Mann–Kendall test)	161
Figure 5.11. The red rectangle indicates the average winter wind speed corresponding, respectively, to the periods of maximum (EA+, left) and minimum (EA–, right) phases of EA mode in the tropical Atlantic on the Senegalese Coast.....	162
Figure 5.12. Spatial correlations between the +SAM index and Hs during boreal summer, computed on the Senegalese Coast from 1980–2021, indicated that crosslines on maps indicated not significant areas (at 95% confidence interval, Mann–Kendall test)	163
Figure 5.13. Average wind speed in the tropical Atlantic corresponds, respectively, to periods of maximum (+SAM, left) and minimum (–SAM, right) phases of SAM during boreal summer. The wind spatial difference is shown on the middle panel, and the Senegalese Coast is indicated by the red rectangle.....	164
Figure 6.1. Conditions de pression atmosphérique (gauche) et caractéristiques des vents (droite) au cours de la tempête de fin Février 1987 dans l’Atlantique Nord (latitude 70°W à 0°W et longitude 0°N à 70°N).....	175
Figure 6.2. Conditions de pression atmosphérique (gauche) et caractéristiques des vents (droite) au cours de l’Ouragan Cindy du 19 Août 1999 dans l’Atlantique.....	176
Figure 6.3. Conditions de pression atmosphérique (gauche) et caractéristiques des vents (droite) au cours de l’Ouragan Fred le 31 Août 2015 dans l’Atlantique Nord.....	177
Figure 6.4. Conditions de vagues, hauteurs significatives (Hs (m)), directions (DIR (°)) et périodes de pics (Tp (s)) caractérisant les événements de tempêtes de Février 1987, l’ouragan Cindy (1999) et l’ouragan Fred (2015), (le point en rouge à la coordonnée 17,25 W-14,50 N indique la station de référence à ~17 km au large de la Somone).....	179
Figure 6.5. Séries temporelles de conditions de vagues, hauteurs significatives (Hs (m)), directions (DIR (°)) et périodes de pics (Tp (s)) extraite à la station de référence, et le niveau moyen de la mer au cours de l’année 1987. Le patch en gris correspond à la période de passage de la tempête de Février et le patch en vert correspond à une période (en Août) aux conditions similaires à celles de la tempête.....	180
Figure 6.6 Séries temporelles de conditions de vagues, hauteurs significatives (Hs (m)), directions (DIR (°)) et périodes de pics (Tp (s)) extraites à la station de référence, et le niveau moyen de la mer au cours de l’année 1999. Le patch en vert correspond à la période du passage de Cindy.	181

Figure 6.7. Séries temporelles de conditions de vagues, hauteurs significatives (H_s (m)), directions (DIR ($^\circ$)) et périodes de pics (T_p (s)) extraites à la station de référence, et le niveau moyen de la mer au cours de l'année 2015. Le patch en vert correspond à la période du passage de Fred.	182
Figure 6.8. Validation du niveau d'eau (en haut) et des paramètres de vagues H_{m0} (milieu), T_{m02} (bas), sur la base des sorties du modèle WWM durant la campagne de fin Octobre 2020 (Campagne 3.....	187
Figure 6.9. Estimation du setup induit par les vagues aux stations PT1 et Aquadopp située à l'embouchure de la lagune de la Somone à partir du même modèle sous 2 configurations différentes, une avec l'effet des vagues (courbe en rouge) et la seconde simulation sans vagues (courbe en bleue).....	188
Figure 6.10. Comparaison à marée basse des conditions hydrodynamiques : hauteurs significatives des vagues (gauche), élévation de la surface libre (milieu) et courants intégrés sur la verticale (droite) entre le modèle couplé aux vagues (panneaux de la première ligne) et le modèle sans effets des vagues (panneaux de la seconde ligne).....	189
Figure 6.11. Comparaison à marée haute des conditions hydrodynamiques : hauteurs significatives des vagues (gauche), élévation de la surface libre (milieu) et courants intégrés sur la verticale (droite) entre le modèle couplé aux vagues (panneaux de la première ligne) et le modèle sans effets des vagues (panneaux de la seconde ligne).....	190

Liste des Tableaux

Tableau 1.1. Classification des systèmes côtiers sur la base de paramètres adimensionnalisés (Thuy, 2013)	27
Tableau 2.1. Moyennes mensuelles des températures maximales et minimales à Nguékhokh (Tropis, 2021)	52
Tableau 2.2. Chronologie des évènements de tempêtes sur le littoral du Sénégal.....	62
Tableau 2.3. Débit (Q) saisonnier de la rivière de la Somone (Source : DGPRE)	69
Tableau 2.4. Evolution des indices morphologiques sur la flèche sableuse entre 1946 et 2006 (Sakho, 2011)	70
Tableau 3.1. Planning global des activités de terrain et parties prenantes.....	82
Tableau 3.2. Equipement employé pour les mesures de bathymétrie.....	85
Tableau 3.3. Equipement déployé pour l'observation des paramètres hydrodynamiques.....	88
Tableau 6.1. Modification de la durée de l'asymétrie dans la lagune durant la tempête de 1987, évaluation de l'effet du forçage des vagues sur l'asymétrie à dominance de jusant....	188

Liste des abréviations

2DH	Agence d'Électrification Rurale
3D	Tridimensionnel
AGI	American Geological Institute
AMP	Aire Marine Protégée
ASMITA	Aggregated Scale Morphological Interaction between Tidal inlets and the Adjacent coast
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CMS	Coastal Modeling System
COCES	Coastal Ocean Circulation Experiment off Senegal
CSE	Centre de Suivi Ecologique de Dakar (Sénégal)
DGPRES	Direction de la Gestion et de la Planification des Ressources en Eau
DGPS	Differential Global Positioning System
EA	East Atlantic Oscillation
EDE	Environnement Déchet Eau
ERA	European Environment Agency
FAO	Food and Agriculture Organization
FFEM	Fond Français pour l'Environnement Mondial
FIT	Front Inter Tropical
GEBCO	General Bathymetric Chart of the Oceans
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
GNSS	Géolocalisation et Navigation par un Système de Satellites
IPCC	International Panel of Climate Change
LIENSs	Littoral ENvironnement et Sociétés
MEPN	Ministère de l'Environnement et de la Protection de la Nature
MSL	Mean Sea Level
NAO	North Atlantic Oscillation
NCAR	National Center for Atmospheric Research
ODD	Objectifs de Développement Durable
ONU	Organisation des Nations Unies
PNUE	Programme des Nations unies pour l'environnement
RANS	Reynold's Averaged Navier-Stokes
RNIC	Réserve Naturelle d'Intérêt Communautaire
ROMS	Regional Ocean Modeling System
RTK	Real Time Kinematic
SAM	Southern Annular Mode
SCHISM	Semi-implicit Cross-scale Hydroscience Integrated System Model
SHOM	Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (France)
SHYFEM	Shallow water HYdrodynamic Finite Element Model
SLA	Sea Level Anomaly
SSS	Sea Surface Salinity
SST	Sea Surface Temperature
UEMOA	Union économique et Monétaire Ouest Africaine
UICN	Union Internationale pour la Conservation de la Nature
UNIDO	Organisation des Nations unies pour le développement industriel
WACA	West Africa Coastal Areas Management Program
WW3	WaveWatch III
ZCIT	Zone de Convergence InterTropicale

Valorisations scientifiques :

Publications.

Sadio, M.; Sakho, I.; **Samou, S.M.**; Gueye, A.; Diouf, M.B.; Deloffre, J. Multi-decadal dynamics of the Saloum River delta mouth in climate change context. *J. Afr. Earth Sci.* **2022**, *187*, 104451.

Samou, M.S.; Bertin, X.; Sakho, I.; Lazar, A.; Sadio, M.; Diouf, M.B. Wave Climate Variability along the Coastlines of Senegal over the Last Four Decades. *Atmosphere* **2023**, *14*, 1142. <https://doi.org/10.3390/atmos14071142>

Samou S.M.; Bertin, X.; Sakho, I.; & Diouf, M.B. (2023). Impact of Mangrove on Tidal Propagation in a Tropical Coastal Lagoon. 10.21203/rs.3.rs-2510626/v1.

Contribution aux Bulletins scientifiques

Samou M.S., Bertin X., (LIENS), I. Sakho (Université A. H. Bah), M. Bachir Diouf (UCAD). Morphodynamique de l'Estuaire de la Somone, Petite Côte, Sénégal. Contribution pour le bulletin XIBBAR du LMI ECLAIRS2 (XIBBAR 11 – Comité de rédaction : Gloria Johnson, Juliette Mignot, Saidou M. Sall, Invité : Alban Lazar).

Samou S.M.; Sakho I.; Xavier Bertin X.; DIOUF B.M. Modélisation de la propagation de la marée dans le système laguno-estuarien de la Somone, Petite Côte, Sénégal (Extrait des résultats de recherche doctorale en cours dans le cadre du projet WACA FFEM). Rubrique-Article des correspondants dans le Bulletin de liaison de l'ORLOA (Observatoire Régionale du Littoral Ouest Africain), Numéro 13 de Juillet, Août, Septembre 2022 (Page 7-14).

Conférences et séminaires

Conférence TACCOVAR (Tropical Atlantic Climate and COastal VARIability) du 27 Septembre au 01 Octobre 2021, Présentation orale des résultats préliminaires à la thèse.

Colloques des doctorants de 2^{ième} année, organisée par l'Ecole doctorale EUCLIDE de l'Université de la Rochelle du 04-06 Mai 2022, Port Neuf, La Rochelle, France. Présentation orale et poster. <https://www.univ-larochelle.fr/actualites/colloque-des-doctorantes-et-doctorants-de-2e-annee/>

Résumé

Présentes sur toutes les zones littorales du monde entier, les lagunes côtières sont des écosystèmes singuliers caractérisés par une richesse de leur biodiversité et offre beaucoup de services aux communautés côtières. Certaines lagunes présentent des caractéristiques d'évolution morphologique très rapide, pouvant conduire au comblement de leurs embouchures et mettant en danger la survie des espèces. Présentant une évolution morphologique très rapide, l'embouchure de la lagune de la Somone a connu des épisodes de comblements entre 1967-1969 et plus récemment en 1987. Les principaux mécanismes physiques responsables de la fermeture restaient méconnus. Portant sur la morphodynamique de la lagune de la Somone, cette thèse de doctorat a investigué l'ensemble des processus clés de l'hydrodynamique responsable de l'évolution morphologique de l'embouchure. A cette fin, nous avons combiné des observations de terrains (données de morphologie, d'hydrodynamique et caractérisation sédimentaire) et la modélisation numérique. La bonne représentation des forçages hydrodynamiques à la base de nos modèles numériques (SCHISM-WWM, WW3) a permis : **(1)** d'évaluer l'impact de la végétation de la mangrove sur l'hydrodynamique de la lagune de la Somone. La mangrove favorise l'asymétrie de la marée et la dominance de jusant (courants $>1,5$ m/s, ~ 3 h plus long) ce qui accroît la capacité de vidange de la lagune et le maintien d'une embouchure ouverte ; **(2)** de développer une nouvelle simulation rétrospective des vagues pour les côtes du Sénégal et d'améliorer la compréhension des climats de vagues au cours des 4 dernières décennies (42 ans, 1980-2021) et de montrer que sa variabilité est en partie contrôlée par les principaux modes climatiques de l'Atlantique extratropicale (NAO, EA, SAM) ; **(3)** une meilleure description des conditions météo-océaniques associées aux événements majeurs de tempêtes passées (tempête de 1987, Cindy-1999, Fred-2015) et de leur rôle sur l'hydrodynamique de l'embouchure de la Somone. Parmi les mécanismes identifiés, le forçage des vagues à l'embouchure de la lagune, entraîne : (i) le développement d'un setup ($\sim 4-14\%$ de la H_s) de vagues qui se propage à l'intérieur de l'embouchure, (ii) le développement de forts gradients de pressions barotropes sur les 02 rives liées au développement d'un setup plus fort au niveau des littoraux adjacents, (iii) une réduction de l'asymétrie de la marée dans la lagune de la Somone avec des courants de jusants affaiblis, limitant la capacité de vidange de cette dernière. En perspectives, il est prévu d'analyser l'influence de ces conclusions sur le transport sédimentaire et le morphodynamique du système à long terme.

Mot Clefs : Morphodynamique, embouchure, lagune côtière, marée, vagues, asymétrie, modélisation numérique, SCHISM-WWM, WW3, Somone, Sénégal.

Abstract

Present in all coastal areas around the world, coastal lagoons are unique ecosystems characterized by their rich biodiversity and offer many services to coastal communities. Some lagoons present characteristics of very rapid morphological evolution, which can lead to the filling of their mouths and endanger the survival of species. Presenting a very rapid morphological evolution, the mouth of the Somone lagoon experienced episodes of filling between 1967-1969 and more recently in 1987. The main physical mechanisms responsible for the closure remained unknown. Focusing on the morphodynamics of the Somone lagoon, this doctoral thesis investigated all the key hydrodynamic processes responsible for the morphological evolution of the mouth. To achieve this objective, we combined field observations (morphology, hydrodynamics and sediment characterization data) and digital modeling tools. The good representation of the hydrodynamic forcing at the basis of our numerical models (SCHISM-WWM, WW3) made it possible to: (1) assess the impact of mangrove vegetation on the hydrodynamics of the Somone lagoon. The mangrove favors the asymmetry of the tide and the dominance of the ebb (currents >1.5 m/s, ~ 3 hours longer) which increases the emptying capacity of the lagoon and the maintenance of an open mouth; (2) to develop a new retrospective wave simulation for the coasts of Senegal and to improve the understanding of wave climates over the last 4 decades (42 years, 1980-2021) and to show that its variability is partly controlled by the main extratropical Atlantic climatic modes (NAO, EA, SAM); (3) a better description of the meteorological-oceanic conditions associated with major past storm events (storm of 1987, Cindy-1999, Fred-2015) and their role on the hydrodynamics at the Somone inlet mouth. Among the mechanisms identified, the forcing of waves at the mouth of the lagoon leads to: (i) the development of a wave setup ($\sim 4-14\%$ of the H_s) which propagates inside the mouth, (ii) the development of strong barotropic pressure gradients on the 02 banks linked to the development of a stronger setup at the adjacent coastlines, (iii) a reduction in tidal asymmetry in the Somone lagoon with weakened ebb currents, limiting the latter's emptying capacity. In future, it is planned to analyze the influence of these conclusions on sediment transport and the long-term system morphodynamics.

Keywords: Morphodynamics, inlet mouth, coastal lagoon, tide, waves, asymmetry, numerical modeling, SCHISM-WWM, WW3, Somone, Senegal

CHAPITRE 0.

INTRODUCTION GENERALE

0.1 Contexte, justificatif et problématique

Démographie des zones littorales (galopante)

L'évolution des écosystèmes côtiers tels que les estuaires, les deltas et les lagunes littorales est fortement impactée par des facteurs naturels et des effets anthropiques liés à la présence démographique (Kjerfve 1994 ; Sakho et al., 2011 ; Miththapala 2013 ; El Mahrad et al. 2022). A l'échelle mondiale, vue la répartition démographique, la zone côtière est un espace privilégié en terme d'occupation par les populations. En 2018, la croissance démographique correspondait à 1,1% par an (Institut Montaigne, 2018), avec une population mondiale d'environ 7,55 milliards en 2017, et des projections à 8,55 milliards pour 2030, puis 9,7 milliards en 2050 et enfin une stabilisation vers 11 milliards autour de 2100 (ONU, 2019 ; Finances & Développement., 2020). Plus de 60 % de la population mondiale vit dans une large bande côtière ; et d'après l'Union internationale pour la conservation de la nature (UICN), 3,8 milliards de personnes résident à moins de 150 km du rivage (Hinrichsen Don, 1998 ; Insee et SOeS, 2009). C'est pour cette raison que la grande ville côtière est l'avenir de l'habitat humain (Institut Montaigne, 2018). En effet, sur les 20 plus grandes métropoles du monde en 2030, la majorité seront en bordure de mer, ce qui pourrait impliquer un effort d'adaptation majeur en cas de montée importante des eaux, notamment du fait du dérèglement climatique. En ce qui concerne, les villes côtières africaines, elles connaîtront une croissance spectaculaire (Institut Montaigne, 2018; Buettner, 2020). Cette convergence sans cesse croissante des populations vers le littoral, s'explique par ses atouts socio-économiques et écologiques.

Impact anthropique

Les rivages à travers le monde sont dotés d'écosystèmes aux habitats naturels singuliers qui abritent une biodiversité spécifique voire endémique, dont certaines espèces atteignent des densités exceptionnelles, notamment dans les biotopes tels les estuaires, les deltas, les lagunes côtières et les mangroves (kjerfve, 1986 ; kjerfve, 1994). D'après Brooke et al (2021), ces écosystèmes garantissent la vie humaine en fournissant des pêcheries, en protégeant les littoraux des événements extrêmes (tempêtes, inondations et submersion marine), en capturant

et en stockant le carbone pour ralentir et atténuer les effets du changement climatique. Toutefois, la moitié de ces environnements côtiers est aujourd'hui fortement anthropisée (Vitousek et al. 1997 ; Brooke et al., 2021). L'activité humaine a significativement dégradé les zones côtières du monde entier et seuls 15% des littoraux du monde sont encore dans leur état naturel (Brooke et al., 2021 ; Douglas Broom, 2022). En effet, les rivages naturels perdent leur rôle tampon entre la terre et la mer, on estime que 5 à 10 km de littoral sont touchés par le développement tous les jours (Insee et SOeS, 2009 ; Giardino et al., 2017). Cet impact de l'Homme sur les régions côtières de la Terre est grave et généralisé (World Bank, 2015a, Croitoru and Sarraf, 2010), des efforts mondiaux sont nécessaires pour préserver les régions restantes intactes (Brooke et al., 2021). Mais faut-il pour autant délaissier les aspects écologiques garantissant le développement durable pour les autres systèmes aujourd'hui très dégradés car fortement anthropisés ?

Plusieurs travaux passés et récents ont révélé l'importance de restaurer les écosystèmes côtiers qui ont été endommagés comme des estuaires, des deltas, des lagunes côtières, des vasières ou encore des mangroves (Brooke et al., 2021 ; Insee et SOeS, 2009). Cette action de restauration favorisant la résilience de ces écosystèmes, doit être d'autant plus imminente que les conditions naturelles nouvelles et celles à venir seront encore bien plus difficiles du fait du changement climatique.

Exacerbation de la détérioration des écosystèmes côtiers par les changements climatiques

Les effets des changements climatiques sont parmi les défis actuels auxquels l'Humanité doit faire face (Paerl et al. 2009 ; Janicot, 2017 ; Bourque, 2000). Les impacts des dérèglements climatique et météorologique, et de l'accroissement à la fois de la population et des activités dans les zones littorales se cumulent et viennent augmenter les risques. Le changement climatique modifie l'hydrodynamique, la dynamique sédimentaire et par conséquent l'évolution morphologique de plusieurs systèmes côtiers (Isermann and Kiehl, 2007 ; Ranasinghe et al., 2013 ; Dissanayake et al., 2012 ; Duong, 2015 ; Duong et al., 2016 ; Duong et al., 2017 ; Duong et al., 2018 ; Duong, 2021). Ainsi, des événements extrêmes assez fréquent sur certaines côtes ont comme repercution, la destruction des biens matériels, des pertes en vies humaines, la disparition de certaines espèces endémiques animales et végétales suite à une modification des conditions du milieu de vies ou liée à la perte de leur habitat (Oppenheimer et al., 2019 ; Bindoff et al., 2019 ; Collins et al, 2019 ; IPCC, 2019 ; GIEC,

2021). Parmi les phénomènes rattachés à cette dynamique, on peut citer l'érosion côtière, l'intrusion saline des réserves d'eau douce, la salinisation des sols réservés aux cultures, etc. L'hypersalinisation peut se mettre en place dans les estuaires et lagunes côtières à faible apport en eaux douces (Sakho et al., 2011).

Lagunes côtières en tant qu'écosystèmes côtiers majeurs

Parmi ces différents écosystèmes côtiers suscitant un intérêt particulier de sauvegarde, les lagunes côtières occupent environ **13%** des littoraux du monde (Kennish, 2015, De Wit, 2011, Mee, 1978, Sikora and Kjerfve, 1985 ; Kjerfve, 1994). Etablis sur toutes les latitudes et dans tous les océans, les lagunes côtières font partie des environnements aquatiques les plus productifs au monde (Spalding et al., 1997, Day et al., 1987, Kjerfve., 1994, El Mahrad et al., 2022, Miththapala, 2013). Situées en zone de transition entre le milieu marin et le continent, cette position leur confère une immense biodiversité, responsable de leur richesse et de leur caractère très attractif, suscitant un grand intérêt pour *Homo sapiens*, dont la survie et le développement de ses activités socioéconomiques et culturelles dépendent. Ecotones calmes, nourriceries, zones de frayères de nombreuses espèces halieutiques, zones de repos biologique d'oiseaux migrateurs : protéger les lagunes côtières est impératif pour la pérennisation de la biodiversité (Sakho et al., 2011 ; Miththapala 2013). Elles garantissent aux populations riveraines plusieurs services écosystémiques notamment : l'approvisionnement en ressources, la régulation du climat, les activités culturelles, les loisirs, ainsi que les us et coutumes. Les principales lagunes dans le monde sont reconnues par le label Ramsar, cette convention internationale signée par 169 pays qui a pour mission la conservation et l'utilisation rationnelle des zones humides (Secrétariat de la Convention de Ramsar, 2010). Garantir une utilisation durable de la zone côtière et notamment ces écotones lagunaires, soulève des problèmes de gestion, législatifs et politiques particuliers (Secrétariat de la Convention de Ramsar, 2010). De nombreux travaux ont montré que les milieux lagunaires, même s'ils sont par définition des environnements naturellement protégés (présence des cordons littoraux, présence de la mangrove), ils ne sont pas à l'abri d'impacts liés aux événements de hautes énergies d'origine marine comme les tempêtes, surcotes et submersions marines et les seiches (Bertin et al., 2011 ; Christophe et al, 2015, Montgomery et al., 2018 ; Hortsman, 2015, Lavaud et al., 2020). Plusieurs travaux de géomorphologie de certaines lagunes littorales, ont montré que les embouchures sont le siège de vastes mouvements sédimentaires forcés par la houle, la marée et les courants littoraux (Sakho, 2011 ; Sadio et al., 2017 ; Sadio et al., 2022 ;

[Sakho et al., 2022](#)). Seules les lagunes d'une certaine taille, bien alimentées en apports d'eaux douces du continent et exposées à des conditions énergétiques marines modérées présentent des embouchures permanentement ouvertes, ce qui n'est pas toujours le cas pour les embouchures des petites lagunes (quelques km², e.g. [Dodet et al, 2013](#) ; [Bertin et al., 2015](#)). Il y a quelques décennies seulement, les populations littorales se souciaient bien peu du devenir des lagunes et des zones humides littorales. La dégradation de l'environnement coûte cher aux individus, aux sociétés et à l'environnement. Les modifications liées à la taille, la composition et la répartition de la population mondiale qui en résultent ont des conséquences importantes sur la réalisation des objectifs de développement durable (ODD), objectifs convenus à l'échelle mondiale pour améliorer la prospérité économique et le bien-être social tout en protégeant l'environnement ([ONU, 2019](#)). En pratique, la restauration écologique des écosystèmes côtiers comprend les politiques de conservation côtière, les aspects techniques d'activités de gestion de l'habitat, ainsi que la recherche scientifique sur l'efficacité des mesures de restauration et de conservation à adopter. Les interventions dans ces milieux à des échelles locales et régionales nécessitent l'élaboration de plans de gestions pour protéger ces écosystèmes côtiers vitaux, tout en permettant la croissance économique et en assurant une meilleure qualité de vie pour tous les habitants de la côte. Pour atteindre les objectifs mondiaux de conservation et de durabilité, il est crucial que les Nations mettent en œuvre de programmes de conservation ([Brooke et al., 2021](#)).

Engagement des Pouvoirs Publics d'Afrique de l'Ouest et Conventions internationales et régionales ratifiées

Face aux risques que courent ces écosystèmes côtiers, l'engagement mutuel des pays du Nord et ceux du Sud (plus vulnérables) a été sans précédent ([Croitoru et al., 2019](#) ; [WACA, 2020](#)), à travers des actions publiques de coopérations bilatérales, multilatérales ou encore impulsés par des institutions internationales. Comme illustrations patentes, la convention sur la diversité biologique de **Rio (1992)**, à laquelle ont succédé les objectifs d'Aichi (**2010**) non atteints ([NatGeoFrance, 2020](#)) sur la durée **2011-2020**, qui prévoyaient au terme de **2020**, au moins **17 %** des zones terrestres et d'eaux intérieures, et **10 %** des zones marines et côtières conservées en s'appuyant sur des moyens et actions régionales efficaces ([ONU, 2010](#) ; [Leadley et al., 2014](#) ; [Tittensor et al., 2014](#)). Cependant, les lagunes côtières des pays en développement d'Asie, d'Afrique et d'Amérique du Sud pourraient apparaître au XXI^e siècle comme plus problématiques parce que ces pays manquent de contrôles réglementaires

ou ont des contrôles moins stricts que la plupart des pays développés. En Afrique subsaharienne, le programme de gestion du littoral ouest-africain (**WACA**) est une plateforme fédératrice qui assiste les pays d'Afrique de l'Ouest dans la gestion durable de leurs zones côtières et dans le renforcement de leur résilience socio-économique face aux effets du changement climatique, en leur facilitant l'accès à une expertise technique et à des ressources financières publiques et privées (**WACA**, 2020). Les zones côtières d'Afrique de l'Ouest abritent environ **1/3** de la population de la région et génèrent plus de la moitié de son produit intérieur brut (PIB) (**UEMOA**, 2010 ; **Croitoru et al.**, 2019). Elles abritent des zones humides précieuses (**UNIDO**, 2011), qui hébergent des écosystèmes (estuaires, lagunes côtières, mangroves) aujourd'hui en situation critique (**Croitoru et al.**, 2019). En Afrique de l'Ouest, la dégradation des zones côtières pèse lourdement sur la santé des populations et leur qualité de vie. A titre d'illustration, elle coûte environ **5,3 %** du **PIB** combiné de **04** pays (Benin, Togo, Côte d'Ivoire et Sénégal) de cette sous-région (**Croitoru et al.**, 2019 ; **WACA**, 2020). Pour le Sénégal, la dégradation côtière est estimée à environ **7,6 % PIB** du national en **2017** (**Croitoru et al.**, 2019). Les actions que promeut **WACA** sont en phase avec les Objectifs de Développement Durable (**ODD**) de l'Agenda **2030** des Nations Unies en Afrique de l'Ouest. On peut également citer la convention d'Abidjan, une initiative antérieure portée par plusieurs états subsahariens, qui allouait déjà de principales composantes pour la gestion durable des lagunes côtières et des aires marines protégées (**PNUE**, 2017). En **2019** des protocoles additionnels signés ont été adjoints à cette convention parmi lesquels la gestion intégrée de la zone côtière et la gestion durable de la mangrove. Eminent membre du programme **WACA**, et ayant ratifié l'ensemble des conventions cis-évoquées, le Sénégal a longtemps initié une politique résolue pour la préservation de la biodiversité marine et côtière dans les eaux qui relèvent de sa juridiction nationale. Avec environ **718** kilomètres de littoral et **198 000 km²** d'espace maritime, cette zone côtière accueille **52%** de la population et abrite toute une palette d'activités économiques telles que la pêche, le tourisme et des activités industrielles qui contribuent pour **68%** au **PIB** national (**WACA**, 2020). Le pays possède de multiples écosystèmes lagunaires (**Diaw et al.**, 1992 ; **Albaret et Diouf**, 1994 ; **Sakho**, 2011) faisant partie des plus riches d'Afrique de l'Ouest.

Une Rivée de travaux scientifiques sur les milieux lagunaires

Voilà bientôt 3 décennies qu'une intensification de recherches est rivée sur les lagunes côtières. L'évolution morphodynamique des embouchures lagunaires a fait l'objet

d'énormément de recherches dans les régions cotières (Oliviera et al., 2006 ; Bertin et al., 2009 ; Sakho, 2011 ; Sakho et al, 2011 ; Dodet, 2013 ; Dodet et al., 2013 ; Bertin et al., 2015 ; Lavaud et al., 2020/2022 ; Wargula et al, 2013 ; Wargula et al, 2014 ; Wargula et al, 2017 ; Wargula et al, 2018a&b ; Orescanin et al., 2017 ; Orescanin and Scooler, 2018 ; Orescanin et al., 2019a&b ; Olabarrieta et al., 2010 ; Olabarrieta et al., 2011 ; Olabarrieta et al., 2014 ; Olabarrieta et al., 2018) dans le but de comprendre le rôle des forçages naturels et processus physiques clefs. Les études en morphodynamique côtière connaissent une grande avancée grâce aux progrès sans cesse croissants de la modélisation numérique. Ainsi, l'étude des forçages naturels (marée, vagues, vents, etc) à différentes échelles spatiales et temporelles est de plus en plus maîtrisée grâce à la robustesse des modules proposés. De ce fait, il est possible de simuler correctement l'élévation de la surface libre, avec des erreurs typiquement de l'ordre de 5 à 10 % (Dodet et al., 2013 ; Bertin et al, 2015, Samou et al., 2023b), les vagues et les courants avec des erreurs de 10 % (Bertin et al., 2015 ; Lavaud et al., 2020). Cet avènement de la modélisation morphodynamique des domaines côtiers a été stimulé par la perspective à long terme de réduire les coûts importants liés aux campagnes d'observations, et de prédire et d'anticiper sur les modifications morphologiques préjudiciables aux écosystèmes. Cependant, les processus et forçages restent difficiles à quantifier au vu de la multiplicité des échelles du problème et des conditions de dynamique du milieu. Par exemple, la paramétrisation de la friction de fond peut s'avérer très complexe parce que pour certaines échelles, il est quasi impossible de donner la nature exacte des fonds, de ce fait la rigourité est juste estimée (Zhang et al., 2016 ; Zhang et al., 2020). De manière similaire, d'autres paramétrisations complexes sont liées à la friction générée par différents types de végétations (Montgomery et al. 2018 ; Zhang et al., 2020 ; Horstman et al 2021), par des interactions vagues/courants (Nguyen and al. 2007; Bertin et al., 2009; Olabarrieta et al. 2011; Dodet et al. 2013; Bertin et al. 2015; Lavaud et al. 2020) ou encore par la bathymétrie, l'un des forçage clefs en perpétuelle évolution (Fortunato et al., 2005 ; Bertin et al. 2015). Lorsqu'on s'intéresse à des processus à fines échelles spatiales couplés aux faibles échelles temporelles , le coût de calcul peut parfois s'avérer exorbitant. Données très importantes, les observations in situ sont utilisées comme forçages d'entrée ou données confrontées au modèle, mais leur rareté en partie liée au coût et aux difficultés techniques pour leur acquisition, influence la validation de ces outils numériques. De ce fait, un accent particulier est mis sur la recrudescence des observations de terrain dans le but de concevoir des bases de données

exhaustives et suffisamment longues, indispensables dans la mise en place de modèles morphodynamiques robustes.

Financement de la Recherche, Brève présentation de la zone et problématique

La présente recherche porte sur l'évolution morphodynamique de la lagune côtière de la Somone située sur la petite côte du littoral du Sénégal. La lagune de la Somone est une aire marine protégée depuis 2020. Ecosystème laguno-estuarien à régime microtidal, elle est alimentée par une petite rivière qui se jette dans l'Océan Atlantique. Aujourd'hui, les apports hydro-sédimentaires issus du bassin versant sont quasi inexistant du fait de la combinaison de plusieurs facteurs dont de nombreux barrages construits en amont de la rivière (Sakho, 2011). Suivant son évolution morphologique, bien que peu documentée, l'embouchure de la Somone a connu deux phases de comblement lors d'évènements de tempêtes (1967-1969 et en 1987) et l'ouverture de cette dernière a suscité impérativement une intervention humaine car, le système n'a pas pu se rouvrir naturellement. Dotée d'un unique cordon littoral, son embouchure joue un rôle fondamental sur l'évolution de la qualité des eaux et des différentes unités internes (faciès), notamment les bancs sableux et la mangrove. L'ouverture permanente de l'embouchure permet un renouvellement biquotidien des eaux dans le système laguno-estuarien, essentiel dans les apports en oxygène et pour la régulation de fortes teneurs en sels du fait de l'évaporation. Elle garantit aussi le transit aquatique de plusieurs espèces migratoires. La migration de la flèche et le comblement de l'embouchure résultant représentent dès lors un risque environnemental majeur.

Problématique :

Aujourd'hui devenu très fragile, l'écosystème laguno-estuarien de la Somone connaît une évolution morphologique très rapide de sa flèche, des bancs sableux et des principaux chenaux, fortement marqués par l'ensablement. Cette évolution morphologique du système est liée à l'action de forçages naturels (vagues, marée) et aux actions anthropiques (Sakho, 2011 ; Sakho et al., 2011). Cependant, la méconnaissance des processus physiques clefs qui gouvernent la dynamique à l'embouchure et celle du transport hydro-sédimentaire dans ce système ne sauraient permettre de comprendre ces évolutions morphodynamiques. Or ce système est aujourd'hui très menacé car profondément dégradé. A ce jour, il existe très peu d'études sur l'évolution morphodynamique de ce système, pourtant capital dans l'orientation des prises de décisions lui garantissant une gestion durable. Toutefois, parmi les études pionnières effectuées sur ce site, les travaux de Sakho (2011) sur l'évolution et le

fonctionnement hydro-sédimentaire de la lagune ont dégagé les principaux forçages naturels observés ainsi que la caractérisation des principaux faciès sur de multiples échelles temporelles (mensuelle, saisonnière, annuelle, interannuelle à pluri-décennale).

0.2 Objectifs de la thèse

Intégrée dans le programme de gestion du Littoral Ouest-africain, la présente thèse s'inscrit plus précisément dans la composante 'Suivi des risques côtiers et solutions douces' portée par WACA-FFEM dont le financement émane du Fond Français pour l'Environnement Mondial (FFEM). La coordination de cette composante est assurée au Sénégal par le Centre de Suivi Ecologique de Dakar (CSE). Dans le cadre de cette recherche, plusieurs campagnes visant à collecter des observations in situ ont été menées, notamment des campagnes de mesures de topographie et de bathymétrie couplées aux observations hydrodynamiques et sédimentaires. Celles-ci ont permis de mettre au point un modèle morphodynamique incluant différents modules allant de l'hydrodynamique (marée, vague) jusqu'au transport sédimentaire afin **d'étudier l'évolution morphodynamique du système lagunaire de la Somone**. Ainsi l'élaboration de cette recherche vise plus spécifiquement à :

- 1- Caractériser la morphologie et l'hydrodynamique de l'ensemble du système lagunaire à travers des mesures de topographie et de bathymétrie couplées à des observations hydrodynamiques et sédimentaires ;
- 2- Implémenter, calibrer et valider un modèle 3D de marée étendu sur la Petite Côte du Sénégal afin d'étudier plus localement les caractéristiques hydrodynamiques (niveaux d'eaux, courants) et l'impact de la mangrove sur la propagation de la marée dans le système lagunaire de la Somone ;
- 3- Réaliser et analyser une simulation numérique retrospective de l'état de la mer sur 42 années (1980-2021) le long des côtes du littoral du Sénégal afin de fournir les conditions spectrales de vagues pour un modèle de circulation couplé (marée/vagues) et de mieux comprendre la variabilité spatio-temporelle du forçage de vagues et les conditions ayant pu conduire à la fermeture de la lagune comme en 1987 ;
- 4- Implémenter, calibrer et valider un modèle couplé marée/vague dans le but d'étudier l'interaction entre ces deux forçages et les implications notamment sur l'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire.

0.3 Structuration de la thèse

Ce document est élaboré suivant **07 chapitres** et suit l'organisation ci-après :

Après cette première partie introductive, qui rappelait le contexte dans lequel cette étude s'inscrit et son atout en terme de contribution effective dans la mise sur pied des stratégies de gestions environnementales durables pour la lagune de la Somone, dans la suite du manuscrit,

Le **chapitre 1** présente un état de l'art sur les lagunes côtières, allant des généralités à la typologie des milieux lagunaires en fonction de leur caractérisation géomorphologique et hydrodynamique (les travaux pionniers, les approches de modélisation morphodynamique des études récentes sont synthétisées).

Le **chapitre 2** relatif à l'expérimentation de terrain présente la zone d'étude, sa situation géographique à sa caractérisation géomorphologique ; climatique; physico-chimique ; hydrodynamique et sédimentaire.

Le **chapitre 3** présente de façon détaillée la méthodologie définie pour mener à bien cette recherche. Elle concerne l'approche adoptée depuis la planification jusqu'à la réalisation d'observations de terrain (période de campagne, choix de paramètres à observer ; durée d'enregistrement et matériel embarqué), suivie d'un ensemble de méthodes d'analyses choisies (pré/posttraitement de données d'observations et sorties de modèles) et enfin, une description des outils numériques qui ont été appliqués (modèle de marée, modèle de vagues).

Le **chapitre 4** s'intéresse à l'hydrodynamique dans la lagune de la Somone notamment la caractérisation du forçage de marée pour lequel une étude des interactions à l'intérieur de la lagune avec les principales unités morphologiques (végétation de mangrove et bathymétrie des zones intertidales) est menée. Celle-ci a évalué l'impact de la végétation de mangrove sur la propagation de la marée dans la lagune de la Somone, avec notamment de potentielles implications sur le transport de sédiment.

Le **chapitre 5** présente les climats des vagues sur le littoral du Sénégal et la particularité de sa morphologie sur les conditions spectrales entre la grande et la petite côte (zone d'étude). Cette investigation donne des éléments de réponses sur la variabilité des vagues sur le littoral et sur l'origine de tendances à long terme. Cette étude est réalisée sur la base d'une simulation rétrospective de 42 ans à haute résolution validée sur le littoral du Sénégal.

Le **chapitre 6** s'intéresse à l'impact des vagues sur la morphologie à l'embouchure de la lagune de la Somone. Ce chapitre revient sur les conditions de vagues observées durant les événements extrêmes, avec dans certains cas une coïncidence avec la fermeture de la lagune de la Somone. L'impact des vagues sur l'évolution de la morphologie de l'embouchure est par la suite étudié grâce à une configuration de l'hydrodynamique couplant vagues et marée. Les processus physiques clefs responsables de la morphodynamique de l'embouchure sous ces conditions (vagues et marée) sont discutés.

Le **chapitre 7** présente la conclusion générale et une proposition de perspectives. En définitive, un rappel sommaire du contexte qui a suscité le déroulement de cette recherche est effectué, à l'issue duquel les principaux résultats obtenus sont évoqués ainsi qu'une proposition de nouvelles pistes de recherches.

CHAP 1.

GEOMORPHOLOGIE ET DYNAMIQUE HYDRO-SEDIMENTAIRE DES ENVIRONNEMENTS LAGUNAIRES

Cette section présente le cadre général de cette étude sur la compréhension du fonctionnement morphodynamique et hydro-sédimentaire d'une embouchure dominée à la fois par la marée et les vagues sous climat tropical sec à fort contraste saisonnier. Les définitions des principaux concepts utilisés dans la thèse sont passées en revues. Un état de l'art sur les caractéristiques physiques des lagunes côtières ainsi que leur dynamique multiéchelle est faite. On y retrouve également une synthèse sur les différents forçages qui contrôlent l'évolution morphodynamique et le fonctionnement des lagunes côtières, surtout celles marquées par la présence de mangroves. Des approches analytiques et numériques, développées dans des cas d'études similaires à celui de la lagune de la Somone sont également passées en revue.

I.1 Généralités sur les lagunes côtières

I.1.1- Enjeux, Origines et Définitions

❖ Enjeux

Situées dans la zone de transition entre la mer et le continent, les lagunes côtières sont présentes dans la quasi-totalité des continents (Kjerfve, 1986 ; Nichols et Boon, 1994). Elles comptent parmi les écosystèmes les plus productifs de la planète, fournissant un large éventail de ressources et services écosystémiques aux communautés (Barnes, 1980-1994 ; Alongi, 1998, Nybakken, 2003, Anthony et al., 2009, Mahapatro et al., 2013). L'Antarctique est le seul continent dépourvu de lagunes côtières, alors qu'elles sont plus répandues le long des côtes d'Afrique (17,9 % du littoral) et d'Amérique du Nord (17,6 %). Elles sont moins fréquentes le long des côtes d'Asie (13,8 %), d'Amérique du Sud (12,2 %), d'Australie (11,4 %) et d'Europe (5,3 %) (Cromwell, 1971 ; Barnes, 1980 ; Barnes, 1994 ; Kennish and Paerl, 2010a). En occupant **13%** des zones côtières du monde (Cromwell, 1971 ; Kjerfve, 1994), les lagunes côtières sont exposées à des influences naturelles et anthropiques diverses aux conséquences majeures (Mee, 1978 ; Sikora et Kjerfve, 1985 ; Knoppers 1994 ; Kennish, 2002 ; Kennish et al., 2008 ; Sakho, 2011 ; Tanya, 2019). L'influence anthropique est liée à la

rapide croissance démographique et aux multiples activités socioéconomiques adossées à celles-ci, qui stressent fortement les écosystèmes lagunaires (Sakho, 2011 ; Mahapatro et al., 2013). Quant à l'influence naturelle, les lagunes côtières subissent les effets de différents forçages physiques tels que les apports fluviaux, les marées, le vent, les vagues, l'équilibre précipitations-évaporation et l'équilibre thermique de surface (Zimmerman 1981 ; Smith 1994 ; Kirk et Lauder, 2000). La compréhension de la dynamique physique, chimique, géologique et écologique des lagunes est importante pour la planification et la mise en œuvre des stratégies de gestion de ces milieux (Davies et al 2001 ; Mahapatro et al., 2013). Si l'élévation du niveau de la mer se poursuit au rythme actuel, soit environ 3-4 mm/an (selon le rapport 2019 de l'IPCC (Oppenheimer et al., 2019)), cela pourrait accentuer la vulnérabilité des lagunes aux risques de submersion marine. Pour Nicholls et al. (1999), cette submersion entraînera une disparition de plusieurs lagunes actuelles, les transformant en partie de l'Océan, mais les conclusions de cette étude ne font pas l'unanimité. De récentes recherches ont montré que ces systèmes lagunaires pourraient se maintenir en migrant vers l'amont (Lorenzo-Trueba and Ashton, 2014, Nienhuis and Lorenzo-Trueba, 2019). L'ouverture permanente de certaines embouchures de lagunes côtières permet de relier l'océan ouvert à leur intérieur. Le comblement de ces dernières demeure ainsi une contrainte majeure au développement d'activités socio-économiques liées à la pêche et à la navigation. D'un point de vue écologique, l'ouverture permanente d'une lagune côtière permet la migration des espèces entre l'océan et le milieu lagunaire à mangrove. Elle favorise l'entretien du réseau trophique côtier en favorisant les échanges de nutriments, le renouvellement biquotidien ou quotidien de la colonne d'eau et le maintien de la qualité de l'eau et des niveaux d'eau et de salinité tolérables. Toutefois, les embouchures lagunaires sont très dynamiques et leur évolution morphologique est, en partie, contrôlée par des processus stochastiques de nature météorologique et océanique. Les réponses d'un point de vue morpho-sédimentaire peuvent être parfois très soudaines (Paerl et al. 2009, Dodet, 2013). De nombreux auteurs se sont penchés sur les caractéristiques morphologiques et hydrosédimentaires des embouchures de lagunes côtières à travers le monde, à partir desquelles ils ont établi des règles, des théories analytiques et des modèles conceptuels qui ont jeté les bases pour comprendre leur dynamique.

❖ Origines

Du point de vue géologique, les lagunes côtières sont considérées comme des milieux instables et éphémères (Kjerfve, 1994). Les lagunes se sont formées à la suite de l'élévation du niveau de la mer au cours de l'holocène (environ 6000 à 8000 ans, Curray et al, 1969, Phelger, 1969, Mee, 1978). La genèse des lagunes côtières est étroitement liée à la formation de barrières côtières qui séparent des zones basses littorales de l'océan côtier. Ces barrières peuvent être constituées de sable (flèche sableuse) ou de graviers déposés par l'érosion et/ou par des tempêtes ou encore suite à la tectonique (Elliott et McLusky, 2002). Selon de Beaumont (1845), les barrières se forment suite à une accumulation sableuse importante qui entraîne une surélévation de la topographie dans des zones de transition. Gilbert (1885) attribue la formation de barrières à la progradation des flèches qui crée des échancrures peu profondes derrière elles. McGee (1890) a proposé un modèle d'inondation et de formation de lagunes côtières où, des zones de plaines sont sous influence d'un cycle d'immersion/émersion par la marée. Oertel (2005) a soutenu les modèles de Gilbert (1885) et McGee (1890) comme les deux principaux modes de formation des lagunes côtières. Elles se forment prioritairement sur les côtes de transgression, en particulier là où la marge continentale présente une faible pente et l'élévation du niveau de la mer est importante (Carter et Woodroffe, 1994 ; Anthony et al., 2009). La formation des lagunes côtières a été plus amplement discutée par Anthony et al (2009). En termes de cadre climatique, il n'y a aucune restriction à la formation de lagunes côtières (bien que l'Antarctique n'en présente aucune), mais généralement lorsque la marée est trop faible et le régime de vagues trop intense, l'embouchure se ferme.

❖ Définitions

Les lagunes côtières sont des systèmes complexes et très diversifiés dont la définition ne fait généralement pas l'unanimité au sein de la communauté scientifique. Plusieurs définitions sont proposées pour les lagunes côtières, ce qui montre qu'il n'existe pas de critères universellement acceptés pour les différencier des baies, des estuaires, des marais côtiers et d'autres parties du paysage littoral (Mee, 1978). Bien que la littérature publiée sur les lagunes côtières ne corresponde pas encore à celle sur les estuaires (bien plus importante en termes de volume), de nombreuses publications traitant des lagunes les confondent avec les estuaires. Toutefois, plusieurs concepts employés dans le cadre des estuaires tendent à revenir

dans la définition des lagunes. Un historique bref du cadre définitionnel de « **lagune côtière** » est proposé ci-dessous depuis les travaux pionniers :

[Emery et Stevenson \(1957\)](#) avaient donné la toute première définition scientifique sur les lagunes côtières : « les lagunes côtières sont les masses d'eaux, séparées dans la plupart des cas de l'océan par des barres au large ou des îles d'origine marine et sont généralement parallèles à la ligne de côte ». Mais compte tenu des caractéristiques globales saillantes des lagunes, [Pritchard \(1967\)](#) a estimé que les lagunes peuvent être traitées comme une forme d'estuaires. Par conséquent, la définition d'une lagune peut être la même que celle d'un estuaire, c'est-à-dire : « des masses d'eau côtières semi-fermées qui ont une connexion libre avec la mer ouverte et dans lesquelles l'eau de mer est diluée de manière mesurable avec l'eau douce provenant du drainage des terres ». Cette définition n'inclut cependant pas les lagunes périodiquement ou définitivement coupées de la mer. Une différenciation des milieux côtiers sur le continuum continent-mer allant de la lagune au delta est présenté par Figure 1.1.

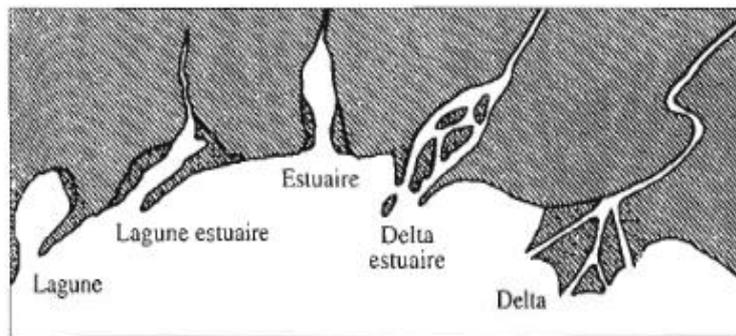


Figure 1.1: Représentation schématique du continuum des lagunes aux deltas (D'après [Davies, 1973](#)).

[Phleger \(1960\)](#) a préalablement proposé la définition suivante : « un milieu lagunaire, est un environnement dynamique particulier, où différentes énergies interfèrent pour apporter et répartir des sédiments terrigènes et marins. Le lieu d'interférence de ces énergies avec les sédiments intervient dans une tranche d'eau peu profonde qui se trouve partiellement fermée par un cordon littoral, et ayant une communication éphémère ou restreinte avec la mer à travers une passe ». Environ une décennie plus tard, sur la base des résultats de nombreux autres chercheurs, [Phleger \(1969\)](#) spécifie la nature de eaux lagunaires, la morphologie du système et les voies de communication avec l'océan à travers une nouvelle description. [Phleger \(1969\)](#) redéfinit les lagunes côtières comme étant, « des eaux marines intérieures peu profondes, généralement orientées parallèlement à la côte, séparées de l'océan par une barrière et reliées à l'océan par une ou plusieurs entrées restreintes ».

Plus tard, [Lankford \(1977\)](#) avait, quant à lui, défini la lagune côtière comme « une dépression de la zone côtière en dessous de la moyenne des hautes eaux, ayant des communications permanentes ou éphémères avec la mer, mais protégée de la mer par un certain type de barrière ».

[Day \(1980\)](#), cependant, partage la définition de [Pritchard \(1967\)](#) selon laquelle les lagunes côtières sont aussi un type d'estuaire et les définit comme « une masse d'eau côtière partiellement fermée, qui s'est ouverte de façon permanente ou périodique à la mer, où il existe une variabilité mesurable de la salinité due au mélange d'eau de mer et d'eau douce provenant du drainage intérieur ». Cette définition, en effet, comprend une variété de masses d'eau côtières à savoir les estuaires, les lagunes côtières, les lacs salins, les petits bras de mer, etc., même s'ils possèdent des caractéristiques géomorphologiques différentes.

Pour [Bird \(1982\)](#), le terme « lagune côtière » ne s'applique que lorsque la largeur des entrées/exutoires à marée haute est inférieure à **20 %** de la longueur totale du cordon littoral.

La dernière définition d'une lagune côtière, qui est apparue dans le glossaire de géologie de l'American Geological Institute (AGI), considérait la lagune comme étant : « Une étendue d'eau de mer peu profonde, telle un chenal de baie ou un lac d'eau salée à proximité, ou communiquant avec la mer partiellement ou complètement séparée d'elle par une bande de terre basse, étroite ou allongée telle qu'un récif, une île-barrière, un banc de sable ou un déversement » ([Bates et Jackson, 1987](#)).

[Boyd et al., \(1992\)](#) proposent une caractérisation de la lagune côtière par rapport aux autres environnements côtiers sur la base de la morphologie et des caractéristiques d'évolution des forçages. Cette classification est illustrée par un diagramme ternaire, dont l'axe horizontal représente l'importance relative des vagues et de la marée, et l'axe vertical, l'importance du débit fluvial (Figure 1.2). Dans cette classification, les lagunes côtières sont considérées comme un cas extrême d'estuaires où l'influence fluviale est négligeable. Le fait d'avoir une influence fluviale négligeable (ou nulle) est soutenu plus tard par [Freitas \(1995\)](#).

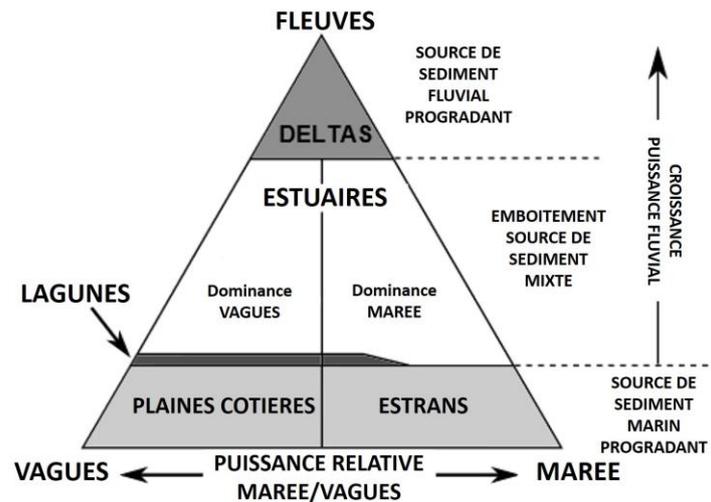


Figure 1.2. Classification d'environnements côtiers selon [Boyd et al., 1992](#) (modifiée).

[Kjerfve \(1994\)](#) a cependant donné la définition d'une lagune côtière la plus largement acceptée par les limnologues, les écologues, les océanographes, les géologues et les décideurs politiques ([Mahapatro et al., 2013](#)). Celle-ci stipule qu'une lagune côtière est une « masse d'eau côtière peu profonde séparée de l'océan par une barrière reliée à l'océan, au moins par intermittence, par une ou plusieurs entrées restreintes ». Cette dernière fait le consensus avec plusieurs descriptions antérieures ([Phleger, 1969, 1981](#) ; [Colombo, 1977](#) ; [Barnes, 1980](#) ; [Kjerfve, 1986, 1994](#)) et est largement adoptée par la suite ([Freitas, 1995](#) ; [Gonenc et Wolflin, 2004](#) ; [Mahapatro et al., 2013](#)). Néanmoins d'autres travaux sur des thématiques très spécifiques continuent à conceptualiser la description de la lagune côtière. Parmi toutes ces définitions proposées, il est important de noter qu'aucune d'entre elles n'a fait référence aux sédiments.

Pour [Bioret et al. \(2004\)](#) : « les lagunes côtières sont des étendues d'eau salées, peu profondes, de salinité et de volume d'eau variables, séparées de la mer par une barrière de sable ». Cette définition reste très similaire à une précédente qui considère, les lagunes côtières comme des étendues d'eau saumâtre ou marine peu profondes séparées de l'océan par une île-barrière, une flèche, un récif ou un banc de sable ([Colombo, 1977](#) ; [Barnes, 1980](#) ; [Kjerfve, 1994](#) ; [Kennish et Paerl, 2010a](#)). Cette dernière description élargie le type de barrière littorale observée aux embouchures des lagunes. Ces barrières sont interceptées par une ou plusieurs passes permanentes et/ou temporaires sont aussi appelées graus, exutoires ou émissaires et permettent la communication entre la mer et la lagune. Ces exutoires sont formés par le dépôt de sédiments provenant de sources côtières ou du large et redistribués le long de la zone côtière. On parle alors de bassin lagunaire. On parle parfois d'étang littoral lorsque les liaisons

avec la mer sont plus épisodiques et liées aux actions conjuguées des vents, des marées et de vagues. La salinité peut alors varier de celle d'une lagune côtière d'eau douce à une lagune hypersaline en fonction de l'équilibre hydrologique (Phleger, 1969 ; Kjerfve, 1994 ; Lankford, 1977 ; Bird, 1982, 1994 ; Sakho, 2011).

Ainsi, les lagunes côtières (Figure 1.3) peuvent être définies en synthèse comme, des étendues d'eaux intérieures peu profondes, généralement orientées parallèlement à la côte, qui se développent à l'interface entre les écosystèmes côtiers terrestres et marins, pouvant être ouvertes à la mer en permanence ou fermées par intermittence à la mer adjacente par une barrière de dépôts et où l'influence fluviale est négligeable ou nulle (Kjerfve, 1994 ; Freitas 1995 ; Gönenç et Wolflin, 2004). Nous adopterons cette dernière dans la suite de ce travail, car la lagune de la Somone, notre zone d'étude (au Sénégal), correspond à cette description/définition.

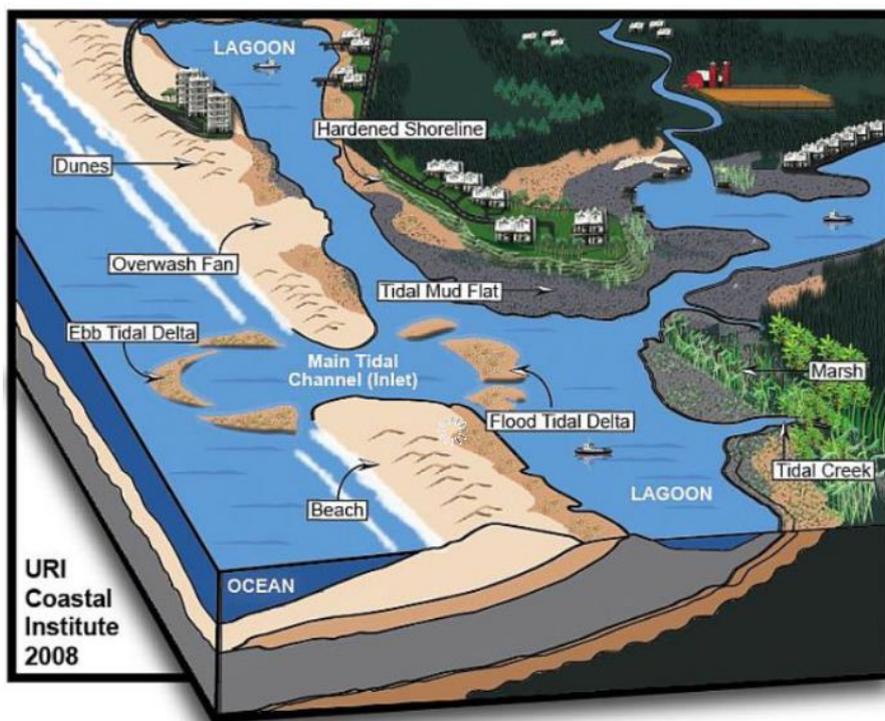


Figure 1.3. Vue schématique d'une lagune côtière (Anthony et al., 2009).

Suivant les composantes morphologiques, Kjerfve (1994) distingue 3 parties pour une lagune communiquant avec la mer et qui reçoit des tributaires (Figure 1.3) : **(1) la partie externe** à proximité des passes ouvertes du cordon (ou des cordons) qui isole la lagune de la mer. Dans cette partie, où les eaux sont salées et le marnage notable, les bords de la lagune sont occupés par des chenaux de marée. De part et d'autre de la passe, aussi bien du côté de la mer que du côté de la lagune, s'accumulent des sables qui constituent des bancs appelés deltas

de marée. Le delta de jusant se trouve dans la partie externe ; **(2) la partie transitoire** comprend le delta de flot, c'est une zone où, l'eau est saumâtre et il arrive que les bords soient érodés en petites falaises ou, au contraire, festonnés par de petites flèches à pointe libre, dues aux courants qui se produisent à l'embouchure ; **(3) la partie interne** où, les eaux sont très peu salées et les variations du niveau dans la lagune sont faibles. Toutefois, en domaine tropical marqué par un fort contraste climatique (une saison sèche très longue et une courte saison humide) comme au Sénégal, le gradient de salinité devient inverse : la salinité est plus forte dans les lagunes côtières (salinité > 35 g/l) que dans l'océan (environ 35 g/l) (Sakho, 2011). Une limite à cette classification proposée par Kjerfve (1994) est qu'elle ne tient pas compte des conditions hydrodynamiques et hydrologiques qui peuvent forcer une propriété des eaux dans les 03 zones qu'il distingue. La morphologie des lagunes peu rapidement évoluer dans certaines conditions d'instabilités entre les forçages (Bertin et al., 2009a ; Dodet et al., 2013 ; Thuy, 2013 ; Bertin et al., 2015). En effet, la diversité morphologique de ces milieux, liée principalement à l'équilibre vague/marée et à leur environnement continental, est fondamentale à considérer dans les approches méthodologiques d'étude de leur dynamique hydrologique et/ou sédimentaire (Millet, 1984).

I.1.2 Typologie des lagunes côtières

Les premières classifications se sont basées sur la compréhension des processus de formation, l'identification des caractéristiques déterminantes afin de développer des schémas cohérents pour établir une classification des systèmes lagunaires. Les lagunes côtières diffèrent quasiment toutes les unes des autres au vu de la diversité des critères (formes, forçages physiques, physico-chimie, géomorphologie ou encore biologie) utilisés dans leur classification (Mahapatro et al., 2013). Millet (1984) propose à la base de toute classification des milieux lagunaires, une fine description de leur morphologie, et celle des cordons littoraux. Dans la suite, la classification qui est proposée ici, est basée strictement sur les critères tels que la connectivité avec la mer et les forçages hydrodynamiques ou géomorphologiques (Papuga et Kleczewski, 2012). Suivant leur processus de formation, différentes typologies de lagunes côtières ont été proposées :

Lankford (1977) a établi une classification lagunaire, à partir de l'observation de 123 lagunes, fondée principalement, sur les conditions à l'origine du développement de la dépression lagunaire, ainsi que sur des processus ayant contribué à l'élaboration du cordon

littoral. Cette approche essentiellement géologique définit 5 principaux types de lagune présentés par la Figure 1.4 dans laquelle on distingue :

Type I : Dépressions lagunaires formées par érosion continentale différentielle au cours des dernières régressions marines et inondations au cours de la dernière transgression (stable depuis 5000 ans). Elles diffèrent suivant les : **(i) Variantes A et B** : caractérisent une vallée noyée ouverte sur la mer, avec ou sans écoulement continental. Les conditions d'énergies sont essentiellement soumises aux effets des vagues et des courants de décharge continentale ; **(ii) Variantes C et D** : correspondent à une vallée noyée isolée de la mer par une barrière littorale, avec ou sans écoulement continental. Les conditions d'énergie sont soumises aux effets de courants de décharge continentale, de la marée, et aux effets du vent, enfin **(iii) Variantes E et F** : canyon et dépression karstique inondée.

Type II : Sédimentation terrigène différentielle : il s'agit de lagunes côtières associées avec des systèmes fluviaux ou deltaïques issus de processus sédimentaires irréguliers ou de subsidence. Elles sont marquées par une grande instabilité depuis 5000 ans, avec des formations sédimentaires très récentes (souvent quelques centaines d'années seulement). Isolant de petites dépressions deltaïques peu profondes, on recense les : **(i) Variantes A et B** : dépressions intra-deltaïques typiques avec ou sans barrières côtières, aux conditions énergétiques généralement assez faibles, soumises aux effets de courants saisonniers de décharge continentale et aux effets de marée ; **(ii) Variante C** : succession de lagunes deltaïques sur un système doté de barrières sableuses multiples, les conditions d'énergie y sont très faibles.

Type III : Dépressions côtières isolées par un cordon littoral sédimentaire élaboré et entretenu sous l'effet des vagues et des courants au cours des derniers 5000 ans. Elles ont une orientation le plus souvent parallèle à la côte. Ces milieux sont généralement peu profonds et sont soumis aux effets des courants, de marées, des vagues et des tempêtes. Il s'agit de la plupart des lagunes côtières typiquement décrites le long des côtes à bas-relief. Il s'agit de : **(i) les Variantes A et B**, qui sont des lagunes à barrières sableuses simples ou multiples, pouvant être allongées, présentant un nombre variable de « passes » en relation permanente ou temporaire avec la mer, et soumises essentiellement aux actions du vent et des courants. Les conditions d'énergie sont très dépendantes du nombre et de la morphologie des « passes » ; **(ii) la Variante C** correspond à une succession de barrières littorales allongées

parallèlement à la côte, isolant de nombreuses lagunes soumises à des effets de marée variables et à de faibles conditions d'énergie.

Types IV : Elaboration de barrières littorales par des processus biogéniques au cours des derniers 5000 ans. Elles sont caractérisées par des morphologies très variables et sont constituées par (i) une barrière corallienne (A) ou (ii) une forêt de mangroves (B).

Types V : Elaboration de barrières littorales récentes par des (i) processus tectoniques (A) ou (ii) volcaniques (B), indépendants des variations du niveau de la mer.

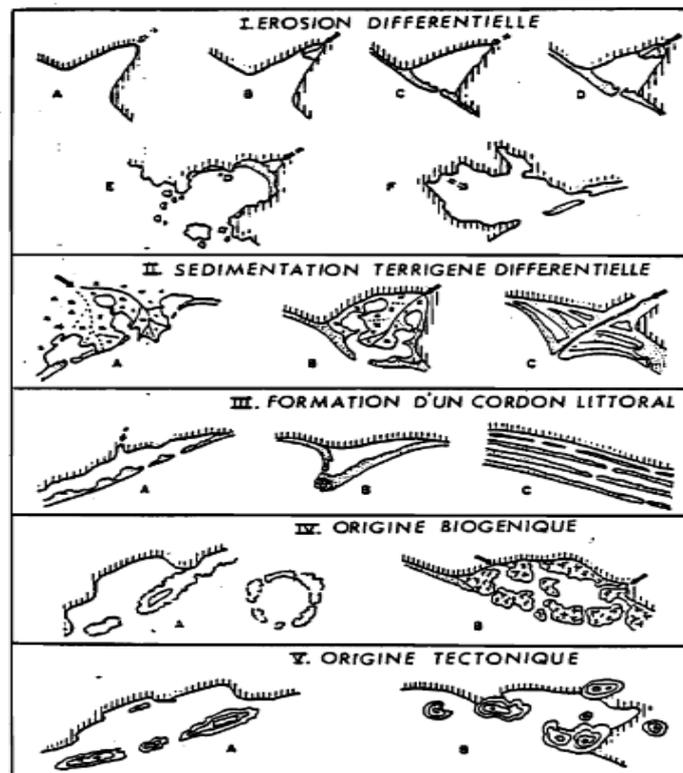


Figure 1.4. Différents types de lagune côtière en fonction du processus de formation (d'après [Lankford, 1977](#)).

[Nichols et Allen \(1981\)](#) proposent une classification plus simple des lagunes en fonction des facteurs de dynamique dominants, ceux-ci conditionnant tous les régimes hydrologiques et sédimentologiques par conséquent les différentes morphologies lagunaires. Ces facteurs se résument en quelque sorte à la connectivité de la lagune avec la mer. Ils distinguent 02 principaux facteurs de dynamiques : (i) l'effet des courants de marée et des apports fluviaux et (ii) l'effet des vagues. La Figure 1.5 présente 04 types de lagune qui ont été classés en fonction de la dominance respective de chacun de ces deux facteurs : (a) **Type A : Lagune estuarienne**, caractérisée par un grand prisme de marée et des apports fluviaux

(eau et sédiments) importants. L'énergie des vagues et la dérive littorale sont relativement faibles par rapport à l'effet de la marée. De ce fait, la marée maintient l'embouchure ouverte, favorisant d'importants échanges entre les eaux douces et salées. Elles sont accompagnées d'un transport sédimentaire important avec dépôt préférentiel en aval de la partie lagunaire externe ; **(b) Type B : Lagune ouverte**, qui est la combinaison entre écoulements fluviaux et un effet de marées modéré, avec des effets de vagues plus importants. Il y a un entretien régulier des « passes » par les courants. La sédimentation est différentielle avec des vases dans la partie interne, plus abritée, et des sables dans la zone d'embouchure, plus exposée aux vagues et aux courants ; **(c) Type C : Lagune partiellement fermée**, où la dynamique des vagues est dominante, elle est caractérisée par le développement d'une barrière littorale peu profonde et aux conditions hydrodynamiques calmes. La réduction des échanges avec la mer est forte ; **(d) Type D : Lagunes fermées** qui, sont caractérisées par une conjonction de faibles courants de marée et d'apport fluviaux. L'énergie des vagues y est assez forte induisant ainsi de forts courants côtiers, ce qui se traduit par une situation quasi-permanente d'une barrière littorale fermée, isolant le plan d'eau lagunaire qui pourrait évoluer en bassin d'évaporation sous climat chaud et sec.

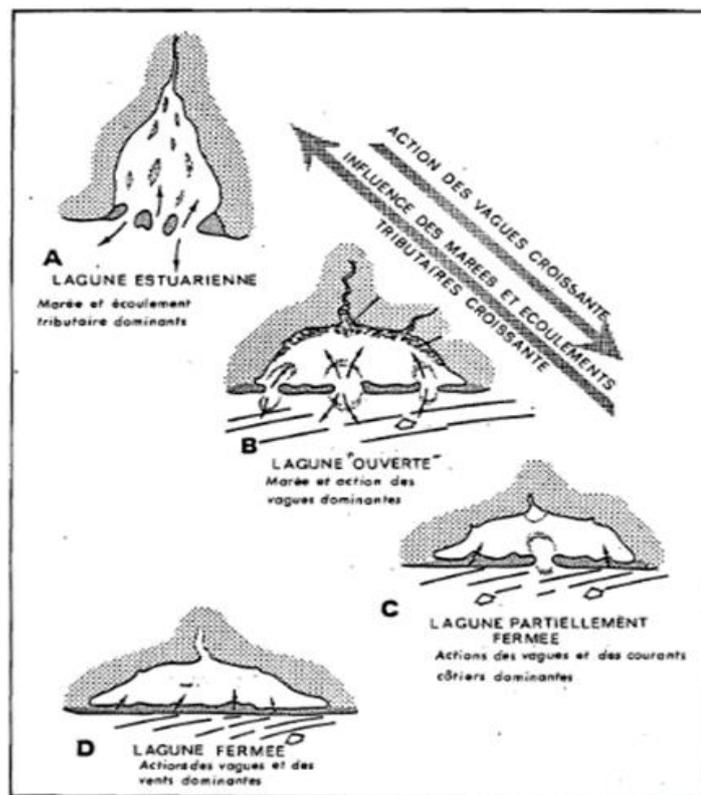


Figure 1.5. Classification schématique de différents types de lagunes côtières en fonction de leurs facteurs dynamiques dominants (d'après Nichols et Allen, 1981).

Plus tard, [Kjerfve \(1986, 1994\)](#) se basant sur différents critères (géographie, forçages océaniques, hydrologie) a regroupé les lagunes côtières suivant 3 catégories : **(A) étranglées**, **(B) restreintes** et **(C) perforées**.

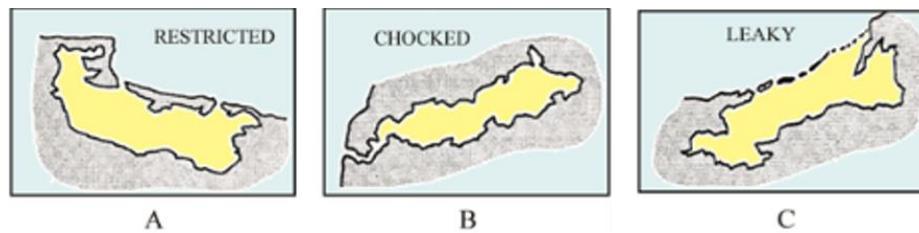


Figure 1.6. Classification des lagunes côtières en, (A) restreintes, (B) étranglées et (C) perméables, suivant la systématique proposée par [Kjerfve \(1994\)](#).

Les **lagunes restreintes** (figure 1.6-A) sont de grands plans d'eau que l'on trouve, généralement, parallèlement au rivage. Elles possèdent deux entrées ou plus, reliées à la mer ou à l'océan à proximité. Ainsi, ce type de lagunes connaît généralement une bonne circulation de la marée. L'action des courants de marée peut être amplifiée par l'action du vent. Elles représentent une masse d'eau bien mélangée et, à ce titre, le risque de stratification verticale est faible. Une large gamme de salinité allant des conditions quasi limnétiques aux conditions océaniques est observée dans ce type de lagunes. Le taux de lessivage est plus rapide par rapport aux lagunes **étranglées** (figure 1.6-B).

Les **lagunes étranglées** (Figure 1.6-B) : ont une connexion très étroite avec la mer voisine. Elles possèdent normalement des oscillations de marée réduites à **5%** ou moins par rapport à la marée côtière adjacente. Elles se caractérisent également par un taux de lessivage lent de l'eau et des sédiments, une forte action des vagues et des vents dominants et du ruissellement des bassins versants. Dans les régions arides et semi-arides, ces lagunes côtières **étranglées** restent de façon permanente ou temporairement de nature hypersaline ([Copeland, 1967](#) ; [More et Slinn, 1984](#)). Ce type de lagunes se trouve en association avec des deltas fluviaux ou avec la proximité par la ligne de rivage.

Les lagunes dites **perforées**, (Figure 1.6-C) sont généralement de nature allongée parallèlement au rivage. Elles ont de nombreuses connexions à la mer. Les caractéristiques de ces lagunes sont des canaux ou exutoires plus larges, de forts courants de marée, une forte action de la dérive littorale, une forte action du vent et une salinité quasi identique à celle de la mer voisine. Elles connaissent un taux de lessivage rapide.

I.2. Géomorphologie et variabilité des embouchures

I.2.1 Unités morphologiques d'une embouchure lagunaire

Voie navigable souvent très courte et étroite, l'embouchure relie un plan d'eau intérieur tel qu'une lagune, une baie ou un estuaire avec une masse d'eau marine beaucoup plus grande issue de la marée (Coastal and Ocean Engineering, 2010). La Figure 1.7 présente un exemple d'embouchure.



Figure 1.7. Embouchure de la Somone, Petite Côte, Sénégal (Google Earth image, 2023).

Zones extrêmement dynamiques, les embouchures lagunaires peuvent être permanentes ou éphémères. Leur évolution morphologique est une réponse à la nature et aux conditions des forçages hydrodynamiques. Lorsque le chenal est maintenu par les flux de marée, on parle d'une embouchure ouverte. Pour une embouchure ouverte, Hayes et al (1972) ont distingué 03 principales unités morphologiques : 1) **le delta de jusant** ; 2) **la gorge de l'embouchure** ; et 3) **le delta de flot**. Ces unités ont été corroborées par Bruun (1978), qui a spécifié à chaque unité, les forçages dominants entre la marée et les vagues. Le développement des deltas de jusant s'explique par la divergence des flux de sédiments de part et d'autre de l'embouchure, ce qui favorise le dépôt de sédiments. Le delta de flot développé à l'intérieur de la lagune, est principalement contrôlé par les courants de marée, tandis que le delta de jusant, situé du côté de la mer, est sous l'influence de la marée et des vagues qui interagissent.

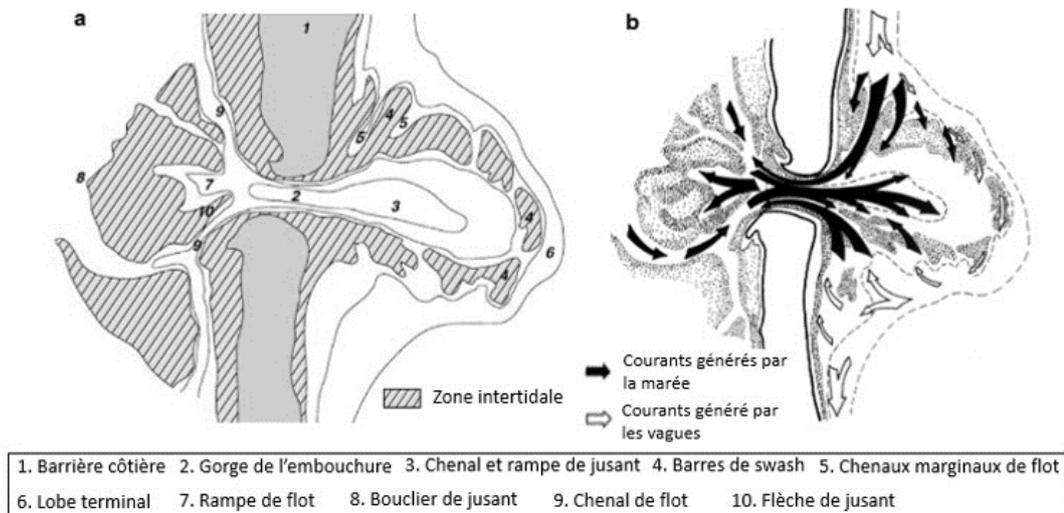


Figure 1.8. a) Illustration schématique des unités morphologiques qui composent une embouchure ; b) Courants générés par les vagues et la marée autour et au-dessus des deltas de flot et de jusant (Adaptée de Smith, 1984, 1987).

Une terminologie largement acceptée pour les différentes unités morphologiques d'une embouchure a été proposée par Hayes (1975) et a été détaillée par Smith (1984) (Figure 1.8 (a)): (1) le delta de flot est délimité par plusieurs chenaux divagants. Sur la face extérieure du delta de flot, la rampe de flot est dotée d'une pente douce où sont concentrés les courants de flot (des méga-rides sableuses y sont souvent rencontrées sur la rampe de flot) ; (2) la gorge de l'embouchure correspond à la partie la plus étroite et la plus profonde du système. Lieu où la section est minimale, la gorge est soumise aux plus forts courants de marée (Figure 1.8 (b)) ; (3) le delta de jusant (Figure 1.8 (b)) s'établit dans la partie marine en face de l'embouchure. Il est soumis à l'action combinée des marées et des vagues. Il résulte du dépôt de sédiments transportés dans le chenal principal transportés par les courants de marée et par les courants de la dérive littorale. Le principal chenal de jusant est dominé par les courants de jusant et divise le delta en plusieurs plates-formes cycliques, sur lesquelles des barres cycliques sont formées et poussées vers le rivage par l'action des vagues. Près du rivage, le delta est délimité par des canaux d'inondation marginaux dominés par les courants de flot. Le lobe terminal correspond à l'extension vers la mer du delta de jusant qui résulte du dépôt de sédiments transportés par les courants de jusant Figure 1.8 (b)).

I.2.2. Classification énergétique des embouchures

Les types d'embouchures se distinguent suivant la morphologie de leurs principales unités géomorphologiques. Les premières classifications d'embouchures étaient donc basées sur des

considérations morphologiques, comme celle de [Hubbard et al. \(1979\)](#) et de [De Vriend et al., \(1999\)](#). Ces auteurs ont étudié la variabilité morphologique des embouchures le long de la côte Sud-Est des États-Unis et dans d'autres pays. Ils ont défini trois grands types d'embouchures **1)** les embouchures dominées par les marées, caractérisées par un chenal principal profond avec dominance par le jusant, marqué par de longues barres linéaires dont les marges longeant le chenal et les deltas de jusants sont développés ; **2)** des embouchures dominées par les vagues, caractérisées par des chenaux de marée peu profonds, de grands deltas de flots et de petits deltas de jusants s'étendant sur une courte distance et souvent parallèles à la plage ; **3)** les embouchures de transition, caractérisées par d'importants bancs de sable généralement concentrés à proximité de la gorge de l'embouchure. [Hubbard et al. \(1979\)](#) ont précédemment indiqué que la variabilité morphologique des embouchures s'expliquait en grande partie par une réponse liée aux vagues et aux marées. Il est cependant largement admis que la morphologie d'une embouchure est en général, le résultat d'au moins trois moteurs significatifs ; les marées, les vagues et le débit d'eau douce comme indiqué par [De Vriend et al. \(1999\)](#). Il devient donc important de comparer le prisme de marée et le débit fluvial. [Thuy \(2013\)](#) a proposé une étude basée sur un paramètre adimensionnalisé faisant intervenir ces deux paramètres.

L'influence du débit fluvial par rapport à la marée s'apprécie logiquement en considérant le rapport entre le débit maximal ou moyen de marée (Q_m) et le débit fluvial Q_f . Lorsque le rapport $Q_m/Q_f \geq 20$, Il y a une dominance par la marée par conséquent l'embouchure est dite tidale ([De Vriend et al., 1999](#)).

La classification hydrodynamique des embouchures proposée par [Hayes \(1979a\)](#) repose sur deux paramètres physiques : la hauteur des vagues (H_s) et le marnage moyen (R). Cette classification émane d'une compilation des caractéristiques hydrodynamiques d'un grand nombre d'embouchures aux États-Unis caractérisées par leurs différents marnages moyens (R) et la moyenne annuelle des hauteurs de vagues (H_s). Cinq types de régime de marée ont été distingués : micro-tidal ($R < 1$ m), méso-tidal modéré ($1 < R < 2$ m), méso-tidal élevé ($2 < R < 3.5$ m), macro-tidal modéré ($3.5 < R < 5.5$ m) et fortement macro-tidal ($R > 5.5$ m). De même, il a divisé le régime des vagues en régimes de vagues à faible énergie ($H_s < 0.6$ m), à énergie modérée ($0.6 < H_s < 1.5$ m) et à haute énergie ($H_s > 1.5$ m). Sur la base de la contribution relative de ces deux paramètres hydrodynamiques, quatre catégories d'embouchures ont été définies : les embouchures essentiellement dominées par les vagues,

les embouchures à énergie mixte dominées par les vagues, les embouchures à énergies mixtes dominées par la marée et les embouchures essentiellement dominées par la marée (Figure 1.9).

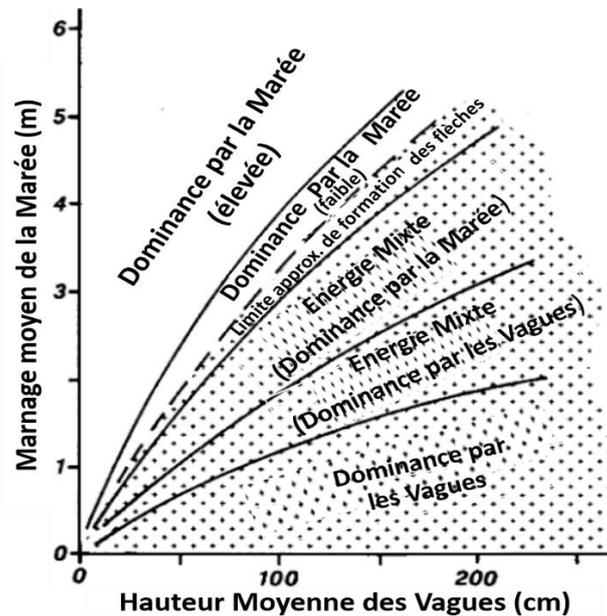


Figure 1.9. Classification des embouchures en fonction des paramètres hydrodynamiques de marées et des vagues (ajusté de [Davis et Gibeaut, 1990](#)).

Cette classification de [Hayes \(1979a\)](#) donne un bon aperçu du type d'embouchures présentes le long des côtes en fonction de leur régime énergétique, bien que l'approche reste quelque peu qualitative étant donné qu'elle ne considère que le marnage tidal et pas le prisme de marée, lui-même lié à la géométrie de la lagune. Les marées semi-diurnes et diurnes présentent un fort contraste en termes de dynamique car, pour un marnage et une géométrie d'embouchure donnés, les marées semi-diurnes génèrent des courants deux fois plus forts à travers l'embouchure par rapport aux marées diurnes. La classification plus quantitative de [Heap et al. \(2001\)](#) prend en compte à la fois la période de la marée et la période des vagues via l'énergie des vagues et des marées, bien qu'elle aussi ne tienne pas compte de l'influence de la surface de la baie et donc du prisme tidal. L'énergie tidale, en tant que moteur de la morphologie au niveau des embouchures, est présentée en termes de débit tidal maximal, [O'Brien \(1931, 1969\)](#) propose une formulation tenant compte de la superficie de la baie. De plus, la classification de [Hayes \(1979a\)](#), limitée à la hauteur moyenne des vagues, restreint son champ d'application. En effet, la dynamique de la dérive littorale est très impactée par l'évolution de la hauteur significative, de la direction des vagues, de la pente de fond et de la période des vagues. Les embouchures peu profondes sont soumises à des vagues énergétiques et présentent souvent une morphologie saisonnière, une variabilité interannuelle importante,

qui reflète la variabilité du forçage hydrodynamique et l'état morphologique associé de l'embouchure. La dynamique hydro-sédimentaire des embouchures peut alternativement être dominée par les processus de marée et de houle et les caractéristiques morphologiques qui en résultent pour un marnage moyen et une hauteur de vague donnés ne sont donc pas toujours en accord avec la classification de Hayes (1979a). Plus récemment, Thuy (2013) a proposé une nouvelle méthode de classification basée sur un paramètre adimensionnalisé représentant la force relative entre trois différents forçages : la marée (de débit Q_{tide}), le débit fluvial ($Q_{Fluvial}$) et les vagues (Hs). Des paramètres sans dimension sont introduits parmi lesquels : (1) force tidale, quantifiée en termes de pic de décharge tidale ; (2) la force des vagues représentée en termes de capacité pour le transport sédimentaire et enfin (3) la dominance fluviale, traduite par la capacité du débit du fleuve à contrôler la dynamique. Thuy (2013) utilise l'ordre de grandeur des rapports $\frac{Q_{tide}}{\sqrt{gHs^5}}$ et $\frac{Q_{Fluvial}}{\sqrt{gHs^5}}$ afin de comparer ces 3 forçages (Tableau 1.1). Le long de la bande côtière du New South Wales en Australie, Thuy (2013) classe 178 embouchures sur la base de ce système dont les formulations caractérisent 03 principaux groupes. Ils sont consignés dans le Tableau 1.1 ci-dessous. Cette méthode réduit les écarts entre les classifications hydrodynamiques et morphodynamiques. Ce système de classification ainsi amélioré, il permet une meilleure prévision à long terme de la morphodynamique des embouchures, ce qui s'avère important pour la gestion efficace de la zone côtière.

Tableau 1.1. Classification des systèmes côtiers sur la base de paramètres adimensionnalisés (Thuy, 2013).

Numéro Système	Description	Type de Côtes
1.	$\frac{Q_{tide}}{\sqrt{gHs^5}} < 75$	Dominance des Vagues
2.	$\frac{Q_{tide}}{\sqrt{gHs^5}} > 75$	Dominance des Marées
3.	$\frac{Q_{Fluvial}}{\sqrt{gHs^5}} \geq 2$	Dominance Fluviale

(Où Q_{tide} est le débit de la marée, $Q_{Fluvial}$ est le débit fluvial, H est la hauteur significative des vagues et g la constante de gravité).

Vikas et al. (2015) ont utilisé à la fois les classifications de Hayes (1979a) et de Thuy (2013) et les ont comparées à la classification de de Vriend et al. (1999) basée sur la morphologie afin de classer 65 embouchures sur la côte centrale à l'Ouest de l'Inde. Ils ont montré que la

classification hydrodynamique (Hayes, 1979a) est comparable avec la classification géomorphologique (de Vriend et al., 1999) et que la classification de Thuy (2013) a effectivement permis de réduire l'écart entre les deux précédentes classifications.

Dans certains cas, l'embouchure ne peut pas être perpétuellement classée sous dominance des vagues ou de la marée, car ces forçages modifient le débit à l'embouchure, le transport de sédiment et la morphologie. Cette évolution morphologique peut amener l'embouchure de passer d'un système dominé par les marées à un système dominé par les vagues (Bertin et al., 2009a ; Dodet et al., 2013 ; Bertin et al., 2015) ou sous l'influence fluviale et vice-versa (Lam et al, 2007). Ainsi, il devient d'intérêt de savoir quelles sont les conditions de forçages qui confèrent une stabilité à l'embouchure.

I.2.3. Stabilité des embouchures

Les forçages océaniques façonnent continuellement la morphologie des embouchures. Suivant les caractéristiques de ces forçages et leur saisonnalité, il peut y avoir le développement de cordons littoraux par accrétion à l'embouchure ou la disparition de ceux-ci suite à l'érosion de sédiments. D'autres systèmes d'embouchure sont modifiés très faiblement, ils ont donc la capacité à conserver leur forme et leur position sur une certaine période de temps. Dans l'objectif de quantification des différentes évolutions morphologiques que connaissent ces environnements côtiers, de nombreux travaux conciliant morphométrie et hydrodynamique des embouchures ont été proposés depuis le siècle dernier.

Une relation entre la section transversale des embouchures (A) et le prisme de marée (P) a été proposée pour la première fois par Leconte (1905), qui a analysé ces paramètres dans plusieurs embouchures le long de la côte Pacifique des États-Unis. Les travaux pionniers de Leconte (1905) ont ensuite été repris par O'Brien (1931, 1969), qui a dérivé la forme générale de cette relation empirique, dite relation A-P :

$$A = C.P^n$$

où A : surface de la section d'équilibre par rapport au niveau moyen de la mer (en m²)

P : prisme de marée de vives-eaux (en m³)

C et n : coefficients empiriques calculés par régression linéaire à partir des observations.

Cette formule a été validée par plusieurs auteurs et les coefficients empiriques ont été déterminés pour une large gamme d'embouchures à travers le monde (O'Brien, 1969 ; Jarrett, 1976 ; Hume et Herdendorf, 1992 ; Townend, 2005). Jarrett (1976) a notamment analysé plus

d'une centaine d'embouchures sur les côtes atlantique et pacifique des États-Unis et dans le golfe du Mexique. Il obtient des valeurs comprises entre $5,02 \times 10^4$ et $7,76 \times 10^6$ pour C et entre 0,84 et 1,1 pour n, ce qui indique qu'il n'existe pas de forme universelle de la relation et que les conditions locales (par exemple, le forçage des vagues incidentes, la stabilisation des embouchures par les jetées) doivent également être prises en compte (Gao et Collins, 1994).

En 1960, Bruun et Gerritsen (1960) ont introduit le concept de stabilité globale pour les embouchures. Ils ont fourni un moyen de quantifier la stabilité morphologique d'une embouchure par le rapport du volume du prisme de marée de vives-eaux (P en m^3) à la dérive littorale annuelle brute (M_{tot} en $m^3 \cdot \text{année}^{-1}$). Selon Bruun (1978), la stabilité d'une embouchure est jugée bonne, moyenne ou faible selon le rapport P/M_{tot} , comme suit :

Quand $P/M_{tot} > 150$ traduit une bonne stabilité ;

Quand $100 < P/M_{tot} < 150$ traduit une stabilité ;

Quand $50 < P/M_{tot} < 100$ traduit une stabilité équilibrée à faible ;

Quand $P/M_{tot} < 50$ traduit une stabilité faible ;

La dérive littorale annuelle brute utilisée par Bruun (1978) correspond à une valeur moyenne à long terme mais ne prend pas en compte l'apport fluviatile. Cette relation de Bruun (1978) a été partiellement modifiée par Kana et al. (1985), FitzGerald (1988) et Gaudio & Kana (2001), qui ont considéré une "dérive épisodique", elle correspond à celle observée pendant des conditions extrêmes (tempêtes, crues extrêmes). De même, d'autres travaux ont montré que la forte variabilité interannuelle de la dérive littorale pouvait entraîner des changements supérieurs à 100 % de la valeur moyenne (Bertin et al., 2008 ; Silva et al., 2012 ; Idier et al., 2013). Par conséquent, la règle de Bruun (1978) pour la stabilité de l'embouchure semble inadéquate pour prédire l'évolution d'une embouchure à des échelles de temps intra-annuelles et annuelles.

La stabilité d'une embouchure est contrôlée par la résultante du bilan sédimentaire qui favorisent soit l'accrétion, soit l'érosion des sédiments à son siège. Ce concept a été développé analytiquement par Escoffier (1940, 1977) et est illustré par le diagramme de stabilité d'Escoffier (Figure 1.10) dans lequel la vitesse maximale (V_m) dans la gorge de l'embouchure et la vitesse d'équilibre (V_e) sont tracées en fonction de la section transversale de l'embouchure (A).

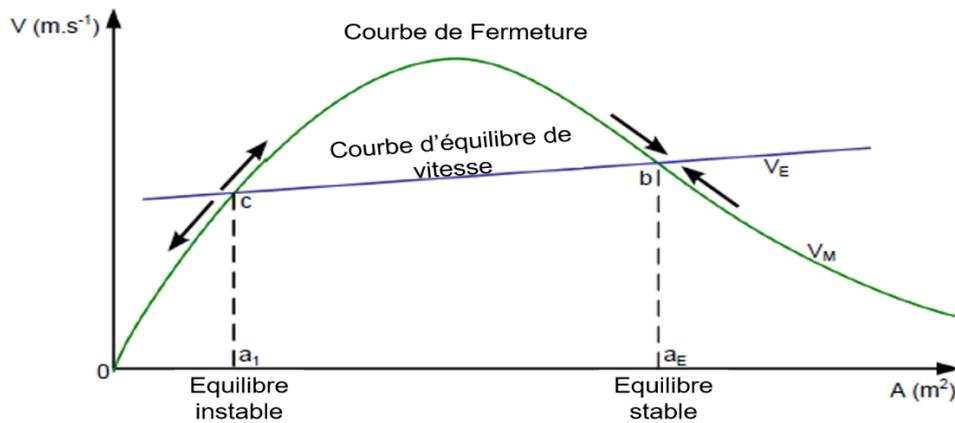


Figure 1.10. Diagramme d'Escoffier pour la stabilité d'embouchure (adapté d'Escoffier, 1940).

La forme parabolique de la vitesse maximale indique que lorsque la surface de la section transversale se rapproche de zéro, la vitesse actuelle se rapproche également de zéro en raison de l'augmentation des forces de frottement, qui sont inversement proportionnelles à la surface du canal. Pour de grandes valeurs de la section transversale, le prisme de marée atteint un maximum et une augmentation de la section transversale entraîne une diminution des vitesses du courant pour satisfaire le principe de conservation de la masse. Les valeurs de V_m peuvent être calculées avec des méthodes analytiques (par exemple, Brown, 1928 ; Keulegan, 1967) ou par des simulations numériques. La deuxième courbe du diagramme de stabilité correspond à la vitesse d'équilibre qui a été supposée constante et proche de 1 m.s^{-1} par Escoffier (1940), bien qu'elle puisse être estimée plus précisément en utilisant la relation A-P d'O'Brien (1969). La courbe d'équilibre peut couper la courbe de fermeture à deux endroits, un endroit (cas tangent) ou pas du tout. Dans le premier cas (illustré sur la Figure 1.10), le point b est une racine stable en ce sens que tout écart de l'aire de la section par rapport à sa position d'équilibre produit une rétroaction négative qui le ramène à sa position initiale. Si la surface du canal augmente (en se déplaçant vers la droite sur la courbe à partir du point b), la vitesse chutera et le dépôt de sédiments remplira le canal jusqu'à ce qu'il retrouve son état d'équilibre. Si la surface du canal diminue, la vitesse augmentera pour revenir au point d'équilibre. Au contraire, le point c est une racine instable, où une diminution de la surface du canal (se déplaçant vers la gauche du point c) produit une rétroaction positive : les vitesses de courant diminueront jusqu'à ce que l'embouchure se ferme. En se déplaçant vers la droite du point c, à mesure que la vitesse augmente, l'aire augmente jusqu'à ce que la vitesse commence à chuter et que la position stable au point b soit atteinte. Si la courbe de stabilité est tangente ou inférieure à la courbe du critère de stabilité, l'embouchure se fermera. Sur la base de cette approche d'Escoffier (1940), van de Kreeke (1985) a développé une courbe de fermeture

d'embouchure similaire en remplaçant la vitesse d'écoulement maximale par une contrainte de cisaillement de fond maximale dans une analyse de stabilité. Plus tard, cette approche a été étendue à de multiples systèmes d'embouchures (van de Kreeke, 1990a, b). Kraus (2010) conclut d'une revue de la littérature que la vitesse maximale moyenne à travers une embouchure stable est d'environ 1 m/s (pareil pour Escoffier, 1940 et Bruun 1978, 1990), correspondant à la moyenne des vitesses maximales en vives-eaux. Cette valeur de vitesse est liée au débit maximal basé sur le prisme tidal présenté par Keulegan & Hall (1950). Stive et al, (2009) ont amélioré cette approche en expliquant que l'état de stabilité d'une embouchure dépendait de plusieurs facteurs rivaux, à savoir l'amplitude du prisme de marée, la force des vagues et le débit fluvial. Ces forçages ont été évalués sur la base des résultats de modèles.

I.3. Modèles morphodynamiques des embouchures

I.3.1. Modèles conceptuels

Plusieurs travaux ont investigué les processus de transport sédimentaire dans les embouchures (Bruun, 1966 ; FitzGerald, 1982, 1988) basés sur des processus de « *by-pass* » sur la base des recherches pionnières de Bruun et Gerritsen (1959). Le « *by-pass* » ou « *bypassing* » de sédiments au niveau d'une d'embouchure regroupe l'ensemble des processus par lesquels le sédiment est transporté de la côte en amont vers la côte en aval (Balouin, 2001 ; Balouin et al., 2005 ; FitzGerald, 2005). Le volume de sédiment ainsi transféré est faible par rapport au volume du delta de jusant, mais constitue néanmoins souvent le processus majeur de transfert des sédiments sur la côte en aval (Gaudio et Kana, 2001). FitzGerald et al. (2000) ont décrit les principaux mécanismes de formation et d'évolution des embouchures naturelles (modèles 1 à 6, Figures I.11 et I.12) :

Modèle 1. Migration de l'embouchure et rupture de la flèche

Le *bypassing* de sédiments se produit dans les environnements d'embouchures caractérisés par un important approvisionnement en sédiments où le transport littoral *longshore* est dominant. Mobile le long des plages, le sable ainsi transporté et déposé à l'embouchure, resserre la gorge, réduisant de ce fait la section d'écoulement. À mesure que la migration de l'embouchure est importante, l'échange d'eau par le chenal de marée entre l'océan et la baie est réduit. Comme l'indique le concept de stabilité d'Escoffier, cette constriction provoque une augmentation de la vitesse du courant qui conduit à un affouillement plus important du chenal d'entrée et au rétablissement de la section transversale du chenal d'équilibre (Escoffier, 1940).

Le transport *longshore* de sable le long de la plupart des côtes ensablent principalement un côté de l'embouchure. Le côté opposé s'érode préférentiellement, provoquant ainsi la migration de l'embouchure (Johnson, 1919). Le taux de migration dépend de l'apport de sédiments, de l'énergie des vagues, de la force des courants de marée et de la composition des berges du chenal. Les embouchures peu profondes ont tendance à migrer et les embouchures plus profondes devenant plus stables parce qu'il y a une plus grande probabilité que leurs chenaux creusent des sédiments semi-indurés. Au fur et à mesure qu'une embouchure migre, elle laisse derrière elle une série de crêtes de plage incurvées qui définissent la flèche ascendante. La migration allonge généralement le chenal d'entrée, qui relie l'océan ouvert à la baie à l'arrière de la lagune. L'allongement du chenal d'entrée augmente la dissipation de la marée par frottement au fond réduisant ainsi l'amplitude des marées dans la baie. Les différences de phase et de marnage entre l'océan et la baie en arrière-barrière peuvent augmenter la rupture de la flèche puis le déplacement et la formation d'une nouvelle embouchure (Figure 1.11). Les flèches sableuses sont généralement percées pendant les événements extrêmes (telles les tempêtes), lorsque les vagues érodent la plage et le système de dunes, réduisant la largeur de la flèche sableuse. Les tempêtes produisent des débordements (précurseurs des nouvelles embouchures) et augmentent le flux de marées. La rupture se produit généralement lors d'une tempête ou d'une inondation fluviale tandis que, la fermeture peut se produire lors d'événements de débordement par les vagues. La nouvelle embouchure est généralement située le long de la flèche ascendante à un endroit où la flèche barrière est étroite et où le prisme de marée est facilement accessible en arrière de la barrière sableuse (dans la lagune). La position hydrauliquement favorable de la nouvelle entrée favorise la réappropriation du prisme de marée de l'ancienne embouchure et conduit à sa fermeture éventuelle.

Modèle 2. Embouchures stables

Ce mécanisme se produit au niveau des embouchures qui ne migrent pas, c'est-à-dire que les chenaux principaux restent quasi fixes. La stabilité de l'embouchure est généralement liée au chenal ancré par un substrat résistant à l'érosion. La majeure partie du sable qui pénètre dans l'embouchure est transportée au large par les courants dominants du jusant et est déposée sur le lobe terminal. La dynamique sédimentaire dans ces embouchures est à l'origine de la formation, la migration vers la terre et la fixation (consolidation) de grands complexes de barres à l'aval du rivage (Figure 1.11). Le développement de complexes de barres résulte de l'empilement et de la coalescence des barres cycliques sur la plate-forme du delta de jusant.

Les barres cycliques construites par les vagues se déplacent vers la terre en raison de la prédominance du flux vers le rivage créé par des « surfbars ». Leur empilement résulte d'une diminution du taux de migration terrestre. Au fur et à mesure que les barres migrent vers le rivage, elles acquièrent une exposition intertidale de plus en plus grande. Par conséquent, leur déplacement vers la côte, s'opère sur une période de plus en plus courte du cycle des marées. La taille des barres et le volume de sable déplacé sur le rivage augmentent généralement avec l'augmentation de la taille de l'embouchure.

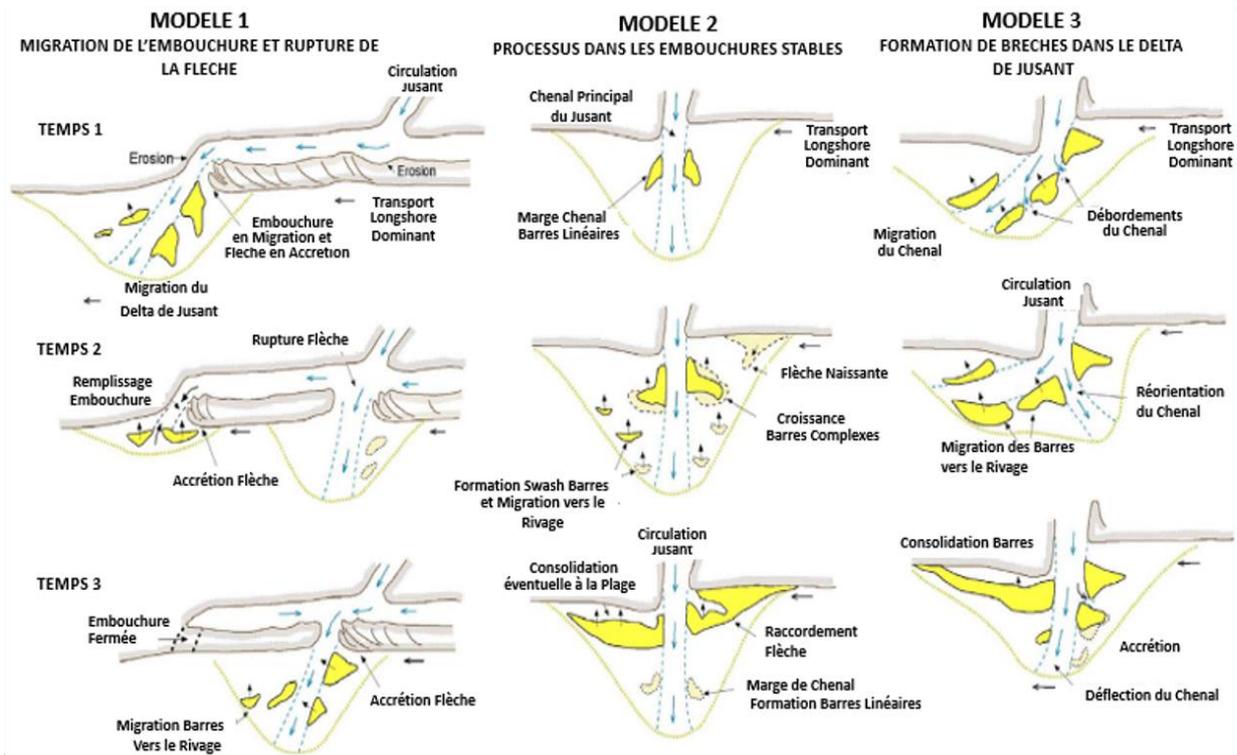


Figure 1.11. Modèles conceptuels (1-3) pour l'évolution des embouchures (FitzGerald et al., 2000)

Model 3. Formation de brèches dans le delta de jusant

La rupture du delta de jusant se produit au niveau des embouchures qui ont des entrées stables, mais dont les principaux chenaux de jusant migrent cycliquement vers l'aval (Figure 1.11). Le sable qui entre dans l'embouchure est acheminé par le transport *longshore* provoquant une accumulation de sable sur le côté en amont du delta de jusant, déviant le chenal principal de jusant. Cette déviation se poursuit jusqu'à ce que le chenal soit presque parallèle au rivage en aval. La direction dominante du transport côtier à ces sites produit une accumulation préférentielle de sédiments du côté en amont du delta de jusant. L'accumulation de sédiments provoque une déviation en aval du principal chenal de jusant, qui dans certaines embouchures, peut finalement occuper une partie du rivage. Ce schéma de migration du

chenal induit généralement une érosion le long de la plage adjacente. Une forte déviation du chenal principal produit un débit à l'entrée qui est faible. Finalement, cette condition a pour résultat que le débit de jusant est détourné sur une voie plus directe vers la mer à travers le delta de jusant. Le processus de rupture peut se produire progressivement sur une période relativement longue (6 à 12 mois) ou a tendance à se produire pendant les marées de vives-eaux. La rupture peut aussi survenir de manière catastrophique au cours d'une seule tempête lorsque le débit des eaux lié à la surcote augmente, favorisant l'affouillement des courants de jusant. Une fois la formation du nouveau chenal terminée, il transportera dorénavant la majeure partie du prisme de marée. Ainsi, le chenal abandonné se comble progressivement par des dépôts de sédiments. Le processus de rupture entraîne généralement la dérive d'une grande partie de sable du delta de jusant. Une partie de ce sable remplit l'ancien chenal, tandis que le reste forme un complexe de barres subtidales ou intertidales qui migre vers le rivage pour finalement s'attacher à la plage. Ces barres sont identiques à celles décrites précédemment pour le processus en embouchures stables avec des tailles de sédiments supérieures ou égales.

Modèle 4. Modification de la partie distale du chenal

Ce mécanisme de dynamique sédimentaire à l'embouchure est similaire à la formation d'une brèche dans le delta de jusant, mais est limité à l'extrémité marine du principal chenal de jusant et implique de plus petits volumes de sable (Figure 1.12). Dans ce processus, la partie interne du chenal principal reste dans une position fixe tandis que le chenal externe est dévié vers le bas en raison de l'accumulation préférentielle de sable du côté haut de la plate-forme oscillante vers le large. Au fur et à mesure que la partie externe du chenal devient plus déviée, ce qui, à certaines embouchures, peut produire une extrémité à angle droit, l'écoulement à travers la partie externe du chenal devient de moins en moins efficace. Finalement, un nouveau chenal se forme à travers la partie distale du delta de jusant et ce dernier raccourcit la voie d'écoulement. La création d'un nouveau chenal est généralement initiée pendant les marées de vives-eaux lorsque les débits maximums se produisent dans le chenal. Le sable qui se trouvait du côté en amont du chenal extérieur, se trouve dorénavant du côté aval et est dérivé à l'embouchure. Au fur et à mesure que le sable dévié se déplace vers la terre par les courants de marée et de vagues, il prend généralement la forme des grandes barres cycliques qui migrent vers le rivage et se fixent à la plage en aval.

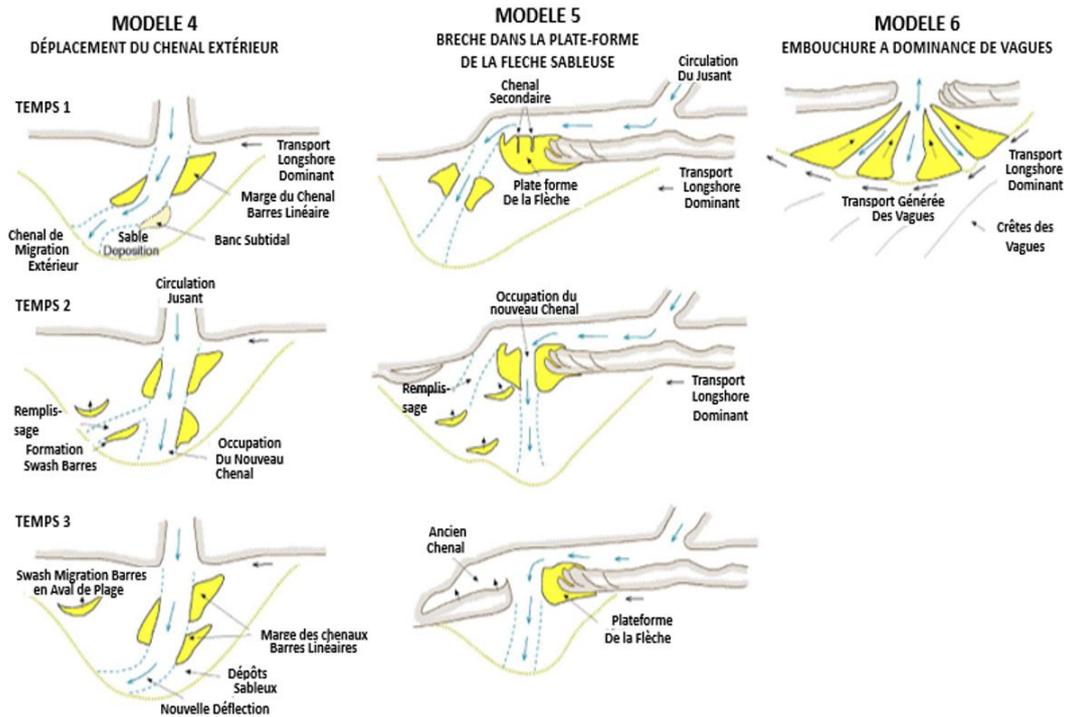


Figure 1.12. Modèles conceptuels (4-6) pour l'évolution des embouchures (FitzGerald et al., 2000)

Modèle 5. Brèche dans la plate-forme de la flèche sableuse

Dans la plupart des embouchures qui migrent, la flèche barrière créée par la dérive littorale en amont est précédée d'une grande plate-forme intertidale. La plate-forme peut s'étendre sur 100 voire plus de 1000 m de largeur à l'embouchure, produisant ainsi une configuration de chenal hautement asymétrique. Dans le modèle 5, de grandes quantités de sable sont dérivées lorsqu'un nouveau chenal est percé à travers la plate-forme de la brèche (Figure 1.12). Le chenal principal de la barrière arrière est généralement parallèle à la brèche lorsqu'il s'approche de l'entrée, puis tourne pour s'écouler autour de la plate-forme de la brèche. Les plates-formes de flèche présentent généralement un relief considérable avec de nombreux petits chenaux peu profonds et de nombreuses barres et formes de lit. L'accrétion de la brèche et l'extension descendante de la plate-forme augmentent la longueur du chenal d'entrée, diminuant ainsi l'efficacité du flux entre l'océan et la baie. Les embouchures de ce type sont susceptibles de raccourcir le chenal d'entrée, en particulier pendant les tempêtes lorsque les surcotes élèvent les niveaux d'eau. À ces moments, le débit de jusant précoce de la baie arrière s'écoule par le chenal principal, ainsi que par un raccourci à travers la plate-forme de la flèche. Dans certaines embouchures, l'écoulement vers la mer à travers la plate-forme de la brèche peut être canalisé dans l'un des chenaux secondaires peu profonds. L'approfondissement de ce chenal peut former un nouveau chenal plus court permettant à

l'eau de sortir de l'embouchure. Au niveau des anciennes embouchures, le processus de rupture de la plate-forme se produit progressivement sur une période de 1 à 2 ans. Selon la taille de l'embouchure, cela peut entraîner de très grands volumes de sable qui dérivent à l'embouchure. Non seulement une partie de la plate-forme de la flèche est transférée du côté aval de l'entrée au fur et à mesure que l'ancien chenal se remplit, mais également la plupart des anciens sédiments du delta de jusant sont mobilisés sur la plage en aval lorsque le débit est détourné vers la nouvelle entrée suivant une dérive ascendante chenalisée.

Modèle 6. Embouchures dominées par les vagues.

Les embouchures dominées par les vagues sont définies comme celles dans lesquelles la distribution des masses de sable et la morphologie générale du delta de jusant sont marquées par la prédominance du transport de sédiments généré par des vagues plutôt que par les marées. Ces embouchures sont généralement petites (largeurs < 200 m) dotées de principaux chenaux de jusant (profondeurs < 6 m). Les bancs de sable présents sont poussés près de l'entrée de l'embouchure, produisant une forme de delta de jusant légèrement en arc. La nature globalement peu profonde de la partie distale du delta de jusant, dont une grande partie peut être exposée à marée basse, associée à sa forme légèrement en arc, permet aux vagues de transporter le sable le long de la périphérie du delta, en particulier à marée haute (Figure 1.12). Le transport du sable le long du delta extérieur s'effectue de la même manière que dans les zones de déferlement. La dérive des sédiments dans ces embouchures se produit en continu, contrairement à la migration épisodique dominante des barres de rivage dans les autres modèles. Ce mécanisme de dérive est similaire au modèle "bar-bypassing" de [Bruun et Gerritsen \(1959\)](#) et a été modélisé mathématiquement par [Kraus \(2000\)](#).

I.3.2. Cycles saisonniers d'ouverture et fermeture d'une embouchure

Les phénomènes d'ouverture et de fermeture des embouchures à l'échelle saisonnière ont été étudiés dans le cadre de plusieurs travaux de recherches précédents. [Oliveira et al. \(2006\)](#) ; [Bertin et al., \(2009a\)](#) ; [Dodet et al., \(2013\)](#) et [Bertin et al., \(2015\)](#) ont analysé les processus physiques qui expliquent le cycle saisonnier des embouchures. Les fermetures saisonnières d'embouchures sont observées sur de nombreuses côtes à travers le monde, comme sur la côte Sud-Est du Brésil, la côte Sud de l'Afrique du Sud, les côtes Sud-Ouest de l'Inde et du Sri Lanka, le Japon, la côte centrale du Vietnam ([Thuy, 2013](#)), au Portugal ([Bertin et al., 2009a-b, 2015](#) ; [Dodet et al., 2013](#)). Leurs caractéristiques typiques sont une amplitude de marée micro à méso tidale dans un environnement côtier dominé par les vagues avec de fortes variations

saisonniers des précipitations dans certains cas et du climat des vagues dans d'autres. Ces embouchures sont généralement fermées pendant plusieurs mois voire plusieurs années en raison de la formation de flèches sableuses et/ou la présence d'un delta de flot ou de jusant (Ranasinghe et al., 1999). Ensuite, ils sont rouverts par de forts courants liés à des crues ou, dans certains cas, la réouverture est réalisée par l'Homme pour maintenir la qualité de l'eau dans la lagune (Sakho, 2011 ; Dodet, 2013).

Tung et al. (2007) ont proposé un modèle conceptuel de cycle saisonnier d'ouverture-fermeture d'une embouchure (Tu Hien au Vietnam), divisé en trois principales étapes illustrées à la Figure 1.13 : **(1)** Formation d'une brèche par une inondation $A \rightarrow B$; **(2)** Formation de bancs (*shoals*) après crue $B \rightarrow C$ ou D , et enfin **(3)** Fermeture C ou $D \rightarrow E=A$. La première étape se produit pendant la saison des pluies lorsque, la barrière de sable à travers l'entrée de l'embouchure est rompue en raison d'une crue extrême. Au cours de cette étape, la zone d'entrée de l'embouchure est initialement inondée, puis l'affouillement de la plaine inondée se produit, tandis que la majeure partie de la flèche sableuse est érodée. La brèche permet le retrait de sédiments de la barrière et des sédiments transportés par la rivière qui sont par la suite déposés au large formant ainsi des bancs de sable (Figure 1.13B). Le stade de développement des bancs peut appartenir à deux catégories différentes en fonction du transport des sédiments par les vagues : **(1)** une évolution par l'accumulation et l'expansion de flèches sableuses à l'entrée, orientée dans le sens dominant de la dérive littorale. Elle provoque l'allongement et le changement de direction du chenal d'entrée (Figure 1.13C) ; **(2)** la migration vers le rivage et l'émergence de bancs de sable au large en raison d'une inclinaison normale des vagues sur le rivage (Figure 1.13D). Dans ce cas, le transport littoral est moins dominant et les bancs se forment plus symétriquement par rapport au cas précédent. La dernière étape se situe généralement pendant la saison sèche lorsque les débits des rivières diminuent considérablement. L'entrée devient alors beaucoup plus étroite et moins profonde et avec suffisamment d'actions des vagues, elle peut se fermer complètement (Figure 1.13E, A).

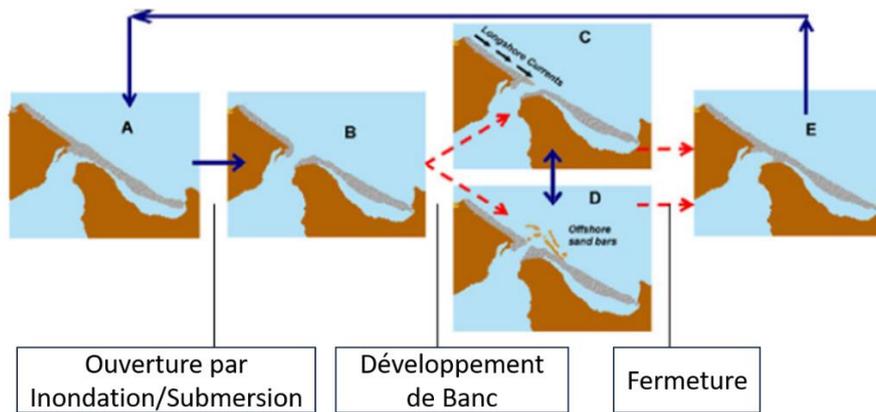


Figure 1.13. Modèle conceptuel du cycle saisonnier d'ouverture/fermeture d'une embouchure, d'après [Tung et al. \(2007\)](#).

Pour le mécanisme illustré à la Figure 1.13C, les courants à la gorge de l'embouchure qui interagissent avec les courants côtiers contrôlent la fermeture de l'embouchure. Le courant littoral est interrompu par le courant de la passe induisant la formation d'un banc suite à la dérive à l'embouchure. Par contre, dans le cas présenté sur la Figure 1.13D, la fermeture de l'embouchure est liée au processus de transport sédimentaire cross-shore.

[Bertin et al. \(2009a\)](#) ont montré que les conditions météo-océaniques favorables caractérisées par des vagues faibles et des marées de vives-eaux favorisent le développement d'une embouchure (Obidos, Portugal). A l'inverse, selon [Oliveira et al. \(2006\)](#), le développement de bancs et la fermeture de l'embouchure se produisent plutôt pendant les périodes de tempêtes et de vagues plus importantes. [Bertin et al. \(2009a\)](#) donnent également un mécanisme supplémentaire pour le remplissage de l'embouchure pendant la saison des tempêtes par l'augmentation du niveau d'eau moyen à l'intérieur de la lagune (développement d'une surcote liée au déferlement des vagues à l'embouchure), ce qui réduit la dominance du jusant liée à l'asymétrie des marées provoquant ainsi une augmentation des flux de sable pénétrant dans l'embouchure.

[Stive et al. \(2012\)](#) ont résumé les travaux effectués par [Lam \(2009\)](#), [Tran & Stive \(2009\)](#), et [Tran \(2011\)](#) pour un certain nombre d'ouvertures/fermetures saisonnières le long de la côte centrale du Vietnam. Ils ont développé un modèle conceptuel basé sur le diagramme d'[Escoffier](#). L'embouchure passe d'un état étroit ou fermé pendant la saison sèche à un état d'élargissement ou de formation de brèche(s) pendant la saison des crues. Ces cas de figures surviennent en fonction de la force dominante entre le courant de dérive littoral et celui de la passe à l'entrée de la lagune. Ce dernier courant est fonction de la décharge tidale (Q_{tide}) et du

débit fluvial (Q_f) ; qui repoussent les sédiments hors de l'entrée de l'embouchure. Ces auteurs expliquent la morphodynamique saisonnière des embouchures par un diagramme d'Escoffier adapté pour prendre en compte deux processus majeurs : (1) la variation de la courbe de fermeture due à la modification du débit fluvial entre les saisons de crues et celles d'étiages et (2) la variation de la courbe d'équilibre (V_e) correspondant à différentes dérives littorales durant la mousson ou sur une période de tempête et celle calme sans mousson.

L'ouverture et la fermeture d'une embouchure ne tenant pas compte d'une échelle saisonnière pourrait reposer principalement sur l'action du débit fluvial maintenant le chenal ouvert ou de l'action des vagues en faveur d'une fermeture. La nature stochastique dans les régimes de vagues, les précipitations (très impactées par le changement climatique ; GIEC, 2021) et la fluctuation du marnage rendent particulièrement complexe toute généralisation des conditions d'ouverture/fermeture des lagunes côtières. Les processus de réouverture d'embouchures décrits récemment par Wainwright (2012) sont généralement très rapides, bien que faiblement décrits dans la littérature, à l'inverse des processus de fermeture qui sont plutôt mieux décrits. Par exemple, la fermeture peut s'accompagner d'une décroissance monotone du marnage. Pour étudier ces processus d'ouvertures/fermetures plusieurs recherches optent pour diverses configurations numériques.

I.3.3. Modèles numériques, avancée des connaissances sur la morphodynamique

Un grand intérêt est porté sur la modélisation morphodynamique des embouchures (lagunaires, estuariennes et deltaïques) et les acteurs (chercheurs, consultants) mènent différentes investigations sur les processus physiques clés via différentes configurations numériques (Roelvink, 2006 ; Roelvink et al., 2009 ; Swart et Zimmerman, 2009 ; Roelvink and Reniers, 2012). A ce jour, un nombre de modèles morphodynamiques est disponible. Ces modèles sont entre autres : Mike-21 (Warren et Bach, 1992), Delft3D (Lesser et al., 2004 ; WL| Delft Hydraulics, 2011a&b), X-Beach (Roelvink et al., 2009), ROMS (Warner et al., 2008), Morsys2D (Fortunato et Oliveira, 2004 ; Bertin et al., 2009b), TELEMAC (Villaret et al., 2013), SHYFEM (Ferrarin et al., 2008), CMS (Wu et al., 2011 ; Thuy et al., 2013), ASMITA (Stive et al., 1998 ; Wang et al., 2020) et SCHISM (Fortunato et al., 2021 ; Bertin et al., 2020). Ces modèles incorporent généralement des modules : (1) de circulation hydrodynamique, (2) de propagation des vagues, (3) de transport de sédiments, (4) d'actualisation du fond (bathymétrie). Le perfectionnement de ces outils et leur démocratisation ont connu une belle avancée ces trois dernières décennies. Dans des

environnements à évolution morphologique lente sur des périodes temporelles relativement longues, des approximations peuvent être adoptées pour minimiser les coûts de calcul numérique (Dodet, 2013 ; Thuy 2013). Sur la base des travaux pionniers de Vriend et al. (1993) et Latteux (1995), plusieurs méthodes ont été mises en œuvre et testées, telles que l'utilisation d'une marée représentative, la correction de continuité et l'approche des facteurs morphologiques (une revue de ces méthodes est proposée par Roelvink, 2006 ; Swart et Zimmerman, 2009 ; Roelvink and Reniers, 2012). Grâce à ces améliorations, les premières simulations à l'échelle du millénaire ont été réalisées par plusieurs auteurs (Dastgheib et al., 2008 ; van der Wegen et Roelvink, 2008 ; Dissanayake et al., 2009) et la compréhension de la dynamique à long terme des bassins tidaux a connu une énorme avancée, même si de telles échelles temporelles ne peuvent pas être atteintes lorsque les vagues sont prises en compte.

Cependant, le transport sédimentaire et les modifications de morphologie liée à la dynamique des embouchures restent partiellement compris du fait des multiples interactions entre les différents processus attribués à la marée, aux courants, aux vagues et aux sédiments (Lam et al., 2007 ; Bertin et al., 2009a ; Thuy, 2013 ; Dodet, 2013 ; Bertin et al., 2015 ; Dam et al., 2016). La morphodynamique des systèmes d'embouchures sur les côtes micro-tidales, à faible énergie de vague dans les régions connaissant une influence de la mousson tropicale reste très peu documentée (Lam et al., 2007 ; Sakho, 2011) malgré l'occurrence fréquente de fermetures inopinées liées à des tempêtes extrêmes, ce qui semble être le cas pour la lagune de la Somone (Sakho, 2011), le site d'étude de cette thèse, ou encore des fermetures (périodique ou épisodique) liées aux fluctuations saisonnières des différents forçages dynamiques. Néanmoins l'orientation méthodologique pour cette recherche peut s'appuyer sur plusieurs travaux basés sur la modélisation numérique disponibles sur divers environnements (lagunaires et estuariens aux caractéristiques méso ou macro-tidaux avec dominance de vagues ; méso à macro-tidaux avec dominance par la marée), pour comprendre les potentiels processus et interactions ayant lieu. Parmi les recherches menées les 03 dernières décennies, nous proposons de les regrouper suivant les axes :

- **Caractérisation morphologique aux embouchures et interactions entre les forçages**

Nahon et al. (2012a) ont appliqué un système de modélisation morphodynamique 2DH à un système idéalisé d'embouchure lagunaire avec différentes combinaisons de hauteur de vague significative, d'amplitude de marée et de prisme de marée. Les résultats du modèle ont été comparés aux modèles empiriques de Hayes, Bruun, O'Brien et FitzGerald et aux

morphologies observées aux embouchures naturelles. Les résultats sont en bon accord avec les observations. Les morphologies prédites satisfaisaient la relation d'O'Brien entre le prisme de marée et l'aire de la section transversale. Le modèle reproduisait le modèle conceptuel de dérive du sable à travers la brèche dans le delta de jusant et les classifications de FitzGerald, de Hayes et de Bruun étaient généralement respectées. Cependant, certaines incohérences entre les résultats du modèle et la classification de Hayes ont mis en évidence les limites de l'application de cette classification à un seul cas d'embouchure.

[Thuy \(2013\)](#) a investigué sur les aspects de géométrie et de dynamique dans plusieurs embouchures naturelles à travers le monde et suivant des tests idéalisés (en laboratoire), afin de comprendre les différents mécanismes jouant sur l'état d'équilibre de ces systèmes. Elle propose une méthodologie basée sur une fenêtre glissante de 24,5 heures introduite pour déduire les changements hydrauliques et morphodynamiques à partir des enregistrements de marée. Les échelles de temps morphologiques sont ainsi déterminées à partir de séries temporelles de hauteurs d'eau moyennes, d'écart-type ou de gain sur les principales composantes de marée. Cette méthode analytique est appliquée avec succès aux événements de fermeture d'embouchure et aux événements d'inondation ou de tempête (exemple, le cas Katrina). Cependant, pour les embouchures de plus grandes tailles ou les embouchures avec des travaux de réaménagement, à l'échelle temporelle, les tempêtes individuelles, ne sont généralement pas suffisamment significatives pour être mesurables via les enregistrements de marée. L'analyse par la fenêtre mobile est un moyen efficace d'analyser les événements de tempête ou d'inondation pour clarifier si le système obtient une efficacité hydraulique plus élevée en raison de l'affouillement de l'entrée ou du gain réduit en raison des effets de frottements non linéaires et/ou de l'augmentation de la superficie de la baie en raison des niveaux d'eau élevés dans l'estuaire. Une évaluation de la morphodynamique par modélisation numérique a été réalisée en appliquant le modèle CMS de l'US Army Corps à l'embouchure de Pensacola (USA) pendant et après l'ouragan Katrina ([Thuy, 2013](#)). Le modèle a sous-estimé les changements de morphologie observés et les résultats n'ont pas atteint une asymptote sous un forçage régulier et normal après l'événement.

[Herling et Winter \(2014\)](#) ont étudié pour un système d'embouchure (Otzumer Balje, Allemagne) à énergie mixte, la réponse sédimentologique et morphologique effective des différentes unités du système. Ils ont comparé des conditions très énergétiques dominées par les vagues durant une tempête, aux conditions de météo plutôt calmes (beau-temps)

caractérisées par une dominance de la marée. S'appuyant sur des simulations numériques, cette étude conclut que le flux net de sédiment diffère dans chaque cas : lors des conditions tempêteuses, la charge sédimentaire transportée est généralement dirigée sur les bancs peux profonds du delta de jusant, tandis que les sédiments fins sont transportés au-delà de l'embouchure par les courants générés des vagues. Pendant les conditions de météo calmes, le sédiment transporté est principalement focalisé au niveau de la gorge de l'embouchure et des principaux chenaux de jusant. Les auteurs ont observé que la granulométrie, la distribution sédimentaire et la réponse morphologique qui en émanent sont le résultat combiné de l'hydrodynamique majoritairement dominé par les vagues lors d'une tempête épisodique et des conditions plutôt calmes sur le moyen terme (~5 mois) avec un hydrodynamisme contrôlé par la marée.

- **Processus de migration dans les embouchures et comblement des systèmes**

[Tung et al. \(2009\)](#) ont étudié la migration et la fermeture d'un système d'embouchure idéalisé en raison du transport de sédiments côtiers par les vagues grâce à des expériences numériques avec un système de modélisation morphodynamique. Ils ont simulé l'évolution morphologique de l'embouchure pour une large gamme de conditions de marée et de vagues et ils ont calculé les changements dans la section transversale, les vitesses moyennes de marée et le prisme de marée pour chaque scénario. Leurs résultats ont montré un bon accord avec le critère empirique de Bruun et la courbe de fermeture d'Escoffier. Le modèle a également pu reproduire la migration de l'embouchure et sa fermeture due au transport côtier induit par les vagues. Cependant, la progradation de 500 m du trait de côte tout au long de la simulation remet en question leur paramétrisation de l'asymétrie des vagues/transport cross-shore.

- **Ouverture/Elargissement des embouchures et comblement des systèmes**

[Cayocca \(2001\)](#) a réalisé des simulations pluri-décennales avec un modèle morphodynamique pour étudier les rôles respectifs des marées et des vagues dans la mise en place des changements morphologiques à long terme de l'embouchure de la lagune d'Arcachon (France). Pour surmonter le coût de calcul élevé des simulations à long terme, des conditions moyennes, représentatives des vagues et des marées en ce qui concerne le transport des sédiments, ont été définies à l'échelle annuelle. Les résultats du modèle ont montré que la marée était responsable de l'ouverture d'un nouveau chenal à l'extrémité de la flèche sableuse,

là où les courants de marée étaient les plus forts, tandis que les vagues induisaient un transport côtier responsable de la dérive littorale des bancs de sables à travers l'embouchure.

Lam et al. (2007) ont proposé une modélisation morphodynamique au niveau des embouchures micro-tidales dans une région de mousson tropicale, les embouchures de Hue (Vietnam). Ils apportent suivant les processus liés aux différents forçages, le comportement saisonnier et épisodique de ce système d'embouchures lagunaires. Le développement de ces embouchures (élargissement, création de nouvelles embouchures) est entretenu par les fortes crues liées à la période de mousson avec comme forçage dominant le débit fluvial. Par contre, durant la période sans mousson (saison sèche), les débits sont très faibles, la dérive littorale est renforcée suite à de fortes vagues qui deviennent dominantes sous un régime micro-tidal très faible. Toutes ces conditions concourent à une fermeture des embouchures étudiées au cours de ladite saison. Les auteurs ont montré que cette alternance du cycle morphologique passe de saisonnière à épisodique (jusqu'à une décennie) lorsque les caractéristiques des forçages hydrodynamiques notamment les pics se voient modifiés (baisse de crues, baisse d'hauteurs de vagues).

Bertin et al. (2009a) ont effectué une analyse basée sur la modélisation des processus physiques à l'origine des changements morphologiques des embouchures dominées par les vagues. Ils ont appliqué un système de modélisation morphodynamique à l'embouchure de la lagune d'Óbidos (Portugal), afin d'étudier les processus physiques responsables du développement du chenal par beau temps (été) et de bancs sableux pendant les périodes de vagues plus importantes (hiver). Le développement de l'embouchure par beau temps, a été attribué à la forte dominance du jusant dans le chenal principal en raison de marées très distordues, renforcées par la combinaison de chenaux peu profonds et d'un marnage méso-tidal. Le comblement de l'embouchure pendant l'hiver, a été attribué à trois principaux mécanismes induits par les vagues : 1) un « effet bulldozer » causé par la composante vers la côte des forces des vagues, seulement partiellement compensée par le gradient de pression barotrope lié au setup, plus faible en face de l'embouchure qu'au niveau des plages adjacentes ; 2) l'accélération et la convergence de la dérive littorale vers l'embouchure dues à la présence d'un fort gradient latéral d'élévation de la surface libre de part et d'autre de l'embouchure, et, dans une moindre mesure, à la réfraction des vagues autour du delta de jusant ; 3) l'augmentation du niveau moyen de l'eau à l'intérieur de la lagune, qui réduit l'asymétrie (rééquilibrant flot/jusant).

[Dodet et al \(2013\)](#) proposent une étude sur les processus physiques clefs qui contrôlent les évolutions morphologiques d'une embouchure tidale éphémère (lagune d'Albufeira) au Portugal à partir de l'analyse de mesures hydrodynamiques, et topographiques couplée à de la modélisation morphodynamique. Ces auteurs ont montré que les processus qui influent sur la dynamique de l'embouchure tidale à court terme sont les interactions vagues-courants qui ont été étudiées à travers l'application d'un système de modélisation à l'embouchure. Les modulations saisonnières du climat de vagues et du niveau moyen de la mer affectent fortement la dynamique sédimentaire de l'embouchure et contribuent à son comblement naturel pendant l'hiver. Les processus à long terme ont également été étudiés à partir de simulations rétrospectives de paramètres moyens de vagues pour des échelles régionales et locales sur une période de 65 ans. Les fortes variabilités interannuelles du climat de vagues et de la dérive littorale associée pourraient expliquer les différences d'évolutions morphologiques du système embouchure-lagune sur des échelles pluri-annuelles.

[Bertin et al \(2015\)](#) ont passé en revue les processus physiques contrôlant deux embouchures (Albufeira et Obidos sur la côte Ouest du Portugal) dominées par les vagues. Après validation de l'hydrodynamique et des modifications de morphologie, des tests numériques ont été effectués pour comprendre le développement de ces embouchures en conditions de climat calme et pendant l'hiver où l'embouchure s'ensable progressivement puis se ferme lors des conditions de tempêtes. Le processus en conditions de climat calme est régi par la distorsion de la marée qui favorise la dominance du jusant. Par contre la saison hivernale de tempête est régie par plusieurs processus liés aux vagues : (1) l'"effet bulldozer" lié à la composante normale de la force des vagues au rivage ; (2) la présence d'un gradient de pression latéral, accélérant la circulation longshore à travers l'embouchure ; (3) le blocage des vagues pendant le jusant et (4) l'élévation du niveau moyen de la mer, avec un pic en fin d'automne. Ces auteurs ont aussi relevé un rôle majeur pour les ondes infragravitaires sur le comblement dans certaines conditions énergétiques, pour lesquelles, des études existent ([Bertin et Olabarrieta, 2016](#) ; [Bertin et al., 2018](#) ; [Bertin et al., 2019](#)).

- **Conditions de comblement des embouchures et synthèse sur les processus clefs**

[Ranasinghe et Pattiaratchi \(1999\)](#) ont appliqué un modèle morphodynamique à l'embouchure éphémère, celle de Wilson (Australie-Occidentale). Les résultats de leur modèle ont montré que la fermeture saisonnière de cette embouchure était due au transport de sédiments du rivage durant des conditions typiques d'été. L'application du même modèle

morphodynamique par [Ranasinghe et al. \(1999\)](#) sur une embouchure synthétique dans des scénarios idéalisés a également révélé que les processus *cross-shore* régissaient le comportement de l'embouchure lorsque le transport *longshore* était faible. Cependant, l'impact des interactions vagues-courants sur la dynamique de l'embouchure n'étaient pas pris en compte en raison du manque de couplage du forçage des vagues avec la dynamique hydro-sédimentaire dans leur modèle.

Résumé

La revue de l'art proposée ici, s'est intéressée aux multiples concepts régissant les lagunes côtières, concepts largement relayés depuis les travaux pionniers, ceux-ci ayant bénéficié d'informations et processus nouveaux ou complémentaires grâce aux récentes recherches.

La définition la plus admise d'une lagune côtière a été proposée par [Kjerfve \(1994\)](#) sans tenir compte du débit fluvial, [Boyd et al., \(1992\)](#) et [Freitas \(1995\)](#) en tiennent compte bien qu'ils s'accordent sur le fait que ce débit est généralement faible ou nul.

Les lagunes côtières diffèrent quasiment toutes et de nombreuses approches de classifications ont été élaborées dont les 3 principales sont : la classification de [Lankford \(1977\)](#), basée sur les paramètres géomorphologiques et les processus de formation ; la classification de [Nichols et Allen \(1981\)](#), basée sur les processus dominants contrôlant l'état ouvert/fermé de la lagune ; et la classification de [Kjerfve \(1986\)](#) basée sur le degré d'échange d'eau avec l'océan côtier adjacent. Récemment [Thuy \(2013\)](#) a proposé une classification sur la base de la force relative entre la marée, les vagues et le fleuve/rivière.

Les différentes unités géomorphologiques d'une embouchure lagunaire ont été établies par [Hayes \(1975\)](#), [Smith \(1975, 1984, 1987\)](#), caractérisation complétée par [Stive et al., \(2001\)](#).

La caractérisation morphologique des embouchures est proposée par [Hubbard et al. \(1979\)](#) et [Thuy \(2013\)](#). La classification hydrodynamique de [Hayes \(1979a\)](#), est basée sur le marnage et la hauteur (H_s) moyenne des vagues. La classification plus quantitative de [Heap et al. \(2001\)](#), considère à la fois la période tidale et celle des vagues via l'énergie des vagues et des marées bien qu'elle ne tienne pas compte de la morphologie de la baie évoquée par [O'Brien \(1931, 1969\)](#).

La stabilité des embouchures a été au cœur des travaux sur les systèmes lagunaires ces trois dernières décennies ([Wang et al., 2020](#)) et des théories générales ont été élaborées au cours du siècle dernier, sur la base de considérations empiriques et de développements analytiques. Parmi ces théories, la relation P-A d'[O'Brien \(1969\)](#), le concept de stabilité globale de [Bruun et Gerritsen \(1960\)](#) et le diagramme de fermeture d'[Escoffier \(1940\)](#) ajusté par [Tran & Stive \(2009\)](#) ; [Stive et al. \(2012\)](#) afin d'inclure la variation saisonnière. Toutes ces théories constituent des points d'ancrage pour une bonne appréhension des évolutions morphologiques des embouchures.

Les modèles conceptuels d'évolution d'embouchures ont été présentés, celui proposé par [FitzGerald et al. \(2000\)](#) pour la dérive sédimentaire aux embouchures et les changements morphologiques associés, celui de [Tung et al. \(2009\)](#) intègre les changements morphologiques à l'échelle saisonnière suite à la fluctuation dans la magnitude des forçages.

Finalement, les résultats de certaines applications numériques récentes des systèmes de modélisation morphodynamique basés sur un grand nombre de processus physiques dans plusieurs embouchures à travers le monde ont été résumés.

CHAPITRE 2.

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Présentes sur le littoral, les lagunes côtières sont sous l'action de forçages de plusieurs ordres (naturels, anthropiques) qui conditionnent leur évolution. Il est donc important d'avoir une vue holistique de la zone étudiée. Dans cette section, une présentation de la zone d'étude est effectuée à travers une description large qui prend en compte : les processus de formation et d'évolution de la zone (géomorphologie), la caractérisation morphologique actuelle, les facteurs climatiques (paramètres météo-marins/atmosphériques et évolutions), la nature et les caractéristiques des forçages océaniques, les mécanismes de transport littoral (la dérive littorale), la caractérisation physico-chimique, pédologique et sédimentaire. L'hétérogénéité à la fois spatiale et temporelle qu'il peut y avoir dans la description de certains paramètres amène à prendre en compte différentes échelles dans la présente description de la zone d'étude. Ainsi, l'échelle globale comprend, la côte ouest africaine, le littoral du Sénégal, la petite côte et en fin bien plus localement, le système laguno-estuarien de la Somone.

2.1. Caractérisation géomorphologique

2.1.1. Contexte géologique

La Somone est située dans une zone de la marge atlantique passive et sa géologie s'inscrit dans le contexte régional du bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien (Figure 2.1) d'âge méso-cénozoïque ([Ducasse et al., 1978](#)). Pour [Roger et al., \(2009b\)](#), ce bassin s'étend de la Mauritanie au nord à la Guinée Conakry au sud, correspondant au bassin MSGBC (Mauritanie-Sénégal-Gambie-Bissau Conakry). Subsistant à l'échelle géologique, ce bassin est constitué de couches disposées en séries monoclinales à pendage ouest, s'ennoyant sous l'océan ([Castelain, 1965](#) ; [Bellion et al., 1984](#) ; [Diouf, 1989](#)). Avec une superficie de l'ordre de 340 000 km², il s'étend du Nord au Sud sur environ 1 400 km entre le Cap Barbas en Mauritanie et le Cap Roxo en Guinée Bissau, en passant par le Sénégal et la Gambie ([Bellion, 1987](#)). Sa plus grande largeur se situe à la latitude de Dakar avec 560 km ([Bellion et al., 1984](#) ; [Roger, et al., 2009a](#)). Ouvert à l'Ouest sur l'Océan Atlantique, il s'est individualisé à la suite de l'écartement des plaques africaine et américaine à la fin du Trias ([Bellion, 1987](#)). Il est limité à l'est et au sud-est par la chaîne des Mauritanides et au sud par le bassin paléozoïque de Bové

(Guinée et Guinée Bissau), au nord-est par la dorsale Réguibat. La structure d'ensemble du bassin, correspond à un bassin de marge passive avec des séries sédimentaires monoclinales à pendage ouest en direction du domaine océanique et un caractère transgressif des dépôts vers l'est au fur et à mesure de l'expansion océanique et de la subsidence du bassin (Roger *et al.*, 2009b).

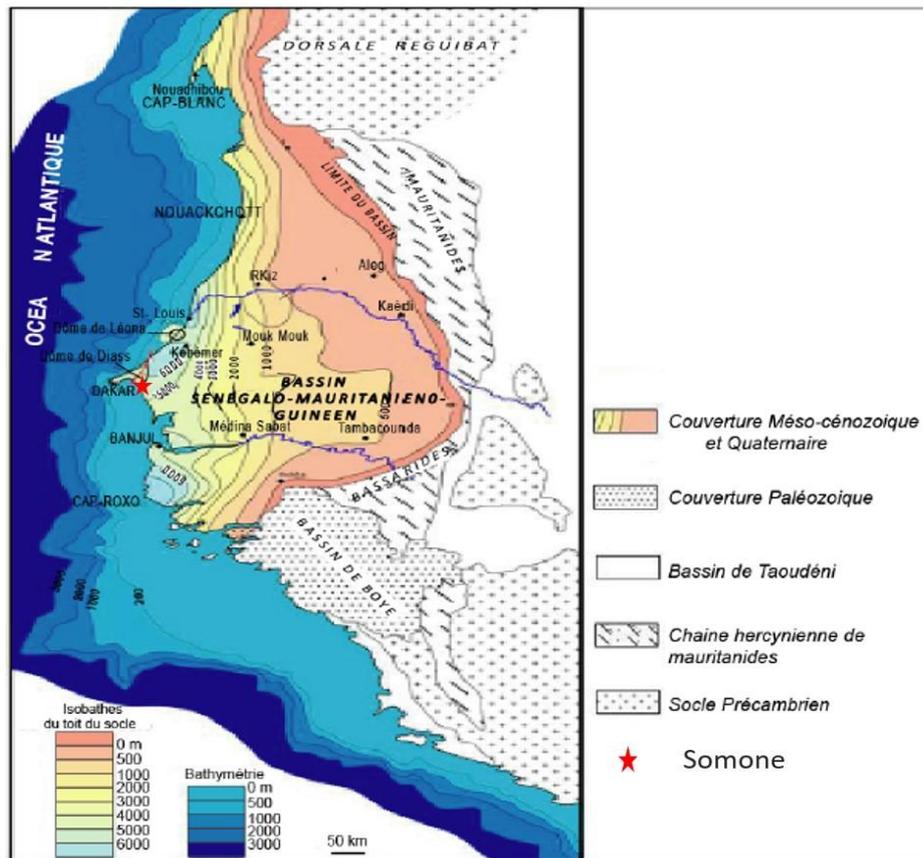


Figure 2.1. Le Bassin sédimentaire Mauritanie-Sénégal-Gambie-Bissau Conakry dans son cadre régional (Roger *et al.*, 2009b, modifiée)

Ce bassin est formé d'assises sédimentaires d'âge Méso-Cénozoïque dont les plus anciennes reconnues par forage datent du Jurassique supérieur. Ces assises sédimentaires atteignent 12 000 mètres d'épaisseur au large de la Casamance (Figure 2.2). Les séries tertiaires présentent globalement des dépôts essentiellement chimiques et biochimiques avec prédominance de calcaires et de marnes (Tessier, 1952). Les sédiments gréseux à grés-argileux de la formation du Saloum (ex. Continental Terminal, Roger *et al.*, 2009ab) sont coiffés de cuirasses ferrugineuses formées au Pliocène (Michel, 1973). Ces cuirasses affleurent largement dans la partie Nord de la Somone.

STRATIGRAPHIE		LITHOSTRATIGRAPHIE	EPAISSEUR (m)	LITHOLOGIE	
CENOZOIQUE					
MESOZOIQUE	CRETACE	POST - RIFT		CALCAIRE, GRES ET ARGILE	
			MAASTRICHTIEN	300-1000	GRES, ARGILE ET SABLE
			CAMPANIEN	200-1250	ARGILE ET SABLE
			SENONIEN	100-450	GRES
			TURONIEN	150-1000	ARGILE
			CENOMANIEN	50-150	CALCAIRE, GRES ARGILE ET SABLE
			150-950	CALCAIRE, GRES SABLE ET ARGILE	
	ALBIEN		200-1200	ANHYDRIDE, CALCAIRE GRES, SABLE ET ARGILE	
	APTIEN		150-1400	CALCAIRE ET ARGILE	
	NEOCOMIEN		300-1200	CALCAIRE ET DOLOMIE	
JURASSIQUE	MALM & DOGGER	?	?	?	?
	LIAS	200-1500	SELS ET ANHYDRIDE		
TRIAS		FN - RIFT			

Figure 2.2. Colonne stratigraphique synthétique du bassin MSGBC (d'après Nzoussi, 2003, modifiée)

La sédimentation quaternaire est essentiellement détritique à faciès continentaux, entrecoupée de temps à autre par des dépôts margino-littoraux sur la bordure atlantique et dans les deltas et estuaires du Sénégal, du Sine-Saloum, de la Gambie et de la Casamance (Roger et al., 2009a). Plusieurs travaux dans la zone d'étude, s'accordent sur le fait que le quaternaire récent est la période la plus remarquable pour l'étude géologique des systèmes côtiers (Diop, 1990 ; Sakho, 2011).

Les différentes phases d'évolution du Quaternaire récent sont résumées comme suit :

- ❖ **Ogolien (21 000-12 000 ans BP)** : elle est une période caractérisée par un climat aride qui accompagne la formation de dunes rouges ou dunes ogoliennes. C'est aussi la période durant laquelle les grands réseaux hydrographiques (Sénégal, Gambie, Casamance) et les canyons sous-marins dans le bassin se sont formés dans le bassin (Michel, 1973).
- ❖ **Tchadien (12 000-7 000 ans BP)** est une période humide avec une remontée du niveau de la mer qui passe de -20 m à la cote à 0 m entre 8 000 et 6 000 ans B.P (Faure et Elouard, 1967). Selon Diouf (1989) et Diouf et Fall (1998), il se serait formé durant cette période

au Sénégal des dépôts sableux humifères dans des dépressions inter-dunaires. Les réseaux hydrographiques du Sine, du Saloum, de Khombole, de la Somone ainsi que les forêts de Bandia, de Samba Dia sont définitivement mis en place (Diop et Sall, 1986). Cette phase a vers son terme été caractérisée par une petite phase sèche entre 7 300 et 7 000 ans B.P ;

- ❖ **Nouakchottien (7 000 – 4 000 ans BP)** : cette phase est marquée par un maximum de transgression marine vers 5 500 ans B.P (+1,5 à 2 m IGN) (Michel, 1973). Les vallées du Sine, du Saloum, de la Somone, sont largement remontées par la mer avec une sédimentation essentiellement marine. Ces vallées ont été qualifiées de golfes nouakchottiens par Diop (1990) ;
- ❖ **4000 ans à l'Actuel** : elle est caractérisée par une phase de régression marine à partir du maximum atteint au nouakchottien (Diop, 1990). Les vallées formées durant la phase précédente sont jalonnées de cordons littoraux édifiés à la faveur des dérives littorales nord-sud ou sud-nord engendrées respectivement par les houles de NW et de SW, et dont les mécanismes de progradation participent à leur colmatage (Diop et Sall, 1986). Selon Diop (1990), c'est à partir de 3000 ans B.P que les principales flèches littorales du Sénégal se sont mises en place conformément à la dérive dominante N-S. Une grande quantité de sable constituant ces cordons édifiés sont riches en minéraux lourds (Michel, 1973 et Diouf, 1989). Les mangroves se seraient développées à cette période (Diop, 1990).

Selon Diop (1990), le littoral de la Petite Côte est caractérisé par trois principales formations hydrogéologiques : (1) la nappe quaternaire, qui se situe à une profondeur inférieure à 25 m et les puits des villages situés dans le secteur de la Somone (Somone, Guéréo, Thiafoura) la captent. Cette nappe est sub-affleurente dans les bas-fonds et peut remonter jusqu'à environ un mètre de la surface. Elle est fortement influencée par les intrusions salines (Sakho, 2011). (2) La nappe Paléocène a une profondeur qui varie de 50 à 120 m, et enfin (3) la nappe profonde du Maëstrichtien (de 150 à 300 m) est une nappe d'eau douce qui alimente les forages de la Petite Côte.

2.1.2. Morphologie Littorale

Située au Nord de l'Afrique de l'Ouest au niveau de l'Atlantique tropical, la zone côtière du Sénégal présente un littoral d'environ 700 km (Diaw, 1984) caractérisé par des côtes rocheuses (174 km environ), des côtes sableuses (plus importantes, environ 300 km) et des estuaires à mangrove sur environ 234 km qui sont principalement localisés : dans le delta

du Sine-Saloum, en Casamance et le long des estuaires du Sénégal (MEPN, 2005) (Figure 2.3).

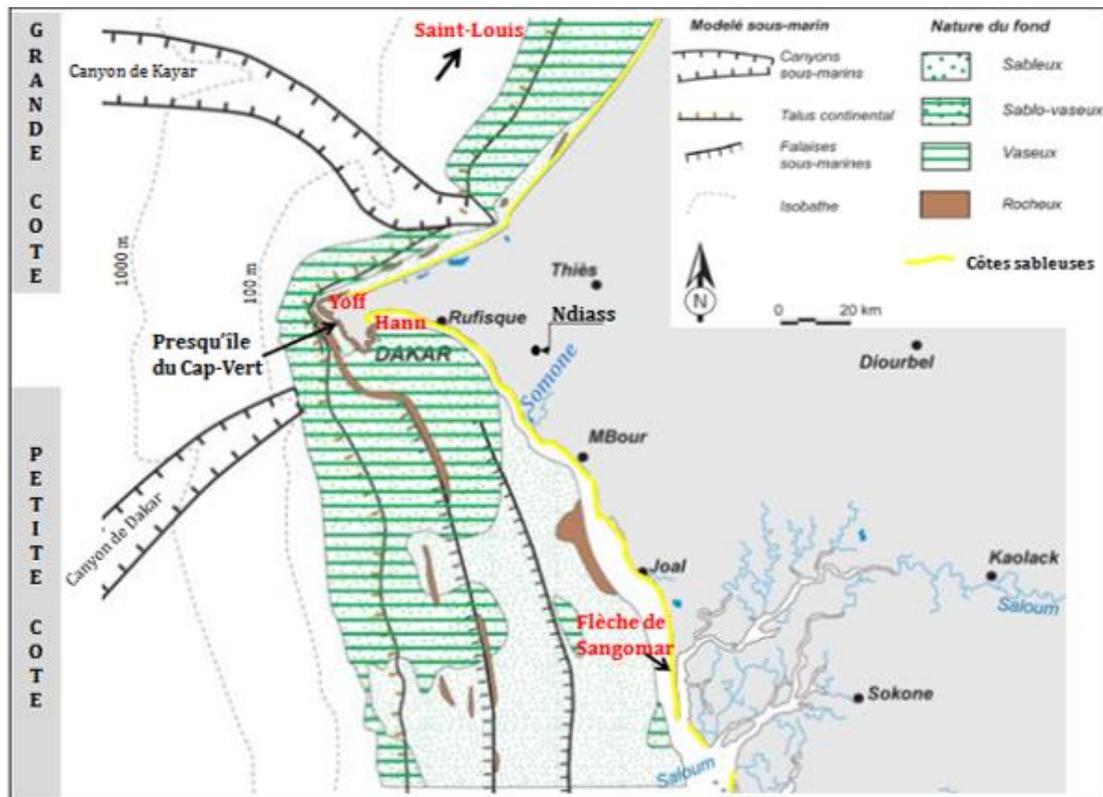


Figure 2.3. Couverture sédimentaire marine de la Petite Côte du Sénégal (d'après Turmine, 2001).

Le littoral sénégalais est réparti en deux grands secteurs côtiers (CSE, 2005) aux caractéristiques morphologiques et hydro-sédimentaires (Niang, 1995) différentes de part et d'autre de la presqu'île du Cap-Vert (Figure 2.3) :

- La Grande Côte qui s'étend de Yoff à Saint-Louis est orientée NNE - SSW.
- La Petite Côte, secteur sur lequel se situe notre zone d'étude (la lagune de Somone), s'étend de Hann aux îles du Saloum (Figure 2.3). Elle a une orientation NNW-SSE. L'un de ses traits caractéristiques est qu'elle présente une grande diversité géomorphologique et de biodiversité : cordons et flèches sableuses, falaises, baies, lagunes et estuaires à mangrove.

La Petite Côte se caractérise par un déficit relativement important en sédiments. Ce déficit est dû à la présence des canyons de Kayar et de Dakar (Figure 2.3) ; deux structures bathymétriques qui jouent un rôle des puits qui piègent le transit sédimentaire provenant du Nord (Barusseau, 1980). La dynamique sédimentaire est aussi contrôlée par la morphologie de la côte qui présente une succession de caps et de baies. Les flèches littorales, adossées à des cordons sableux, sont édifiées à la faveur de la dérive littorale (Barusseau, 1980 ; Diaw,

1997). A l'arrière des flèches se sont développés soit des systèmes lagunaires (lagune de Mbodiène), soit des systèmes estuariens et/ou laguno-estuariens (estuaire du Saloum, système laguno-estuarien de la Somone).

Les fonds marins de la Petite Côte sont caractérisés par des sédiments sableux à sablo-vaseux et des bancs rocheux (Figure 2.3). A la hauteur de l'embouchure de la Somone, les fonds marins sont sableux jusqu'à environ 10 km vers le large. Au-delà, le sable est mélangé à la vase (Figure 2.3). Sur la terre ferme, le relief de la Petite Côte est plat dans son ensemble et reste dominé par la falaise de Thiès et le horst de Ndiass.

2.2. Climat

Les données climatiques sont collectées à la station météorologique de Mbour située au Sud de notre zone d'étude (à 14° 23' 27" de latitude Nord et 16° 57' 17" de longitude Ouest, voir Figure 2.3). En effet, c'est la seule station du bassin versant côtier de la Somone. Les mesures du poste météorologique à Nguékokh (installé depuis 1975) sont aussi exploitées, ville située à environ 10 km à l'Est de la Somone. Les observations effectuées à la station météorologique de Thiès (à ~30 km), ont aussi été sollicitées au vu de la série longue. Ainsi, sur la base de ces données et d'autres travaux précédents effectués dans la zone d'étude, l'évolution temporelle de paramètres météorologiques tels que la température, les précipitations et l'évaporation est présentée.

2.2.1. Température

Le long de la côte sénégalaise, les températures sont marquées par un gradient croissant de la côte vers l'intérieur, sous l'influence de l'alizé maritime adoucissant le climat dans les régions côtières. L'analyse de la température dans la zone d'étude a été faite à partir des données de la station de Nguékhokh sur une série de 30 ans (1989 à 2019, Tropis (2021)). La température moyenne de cette série est proche de 25°C. L'évolution des températures est bimodale et elle varie en fonction des saisons, avec un maximum de 32,10°C enregistré au mois d'octobre (Tableau 2.1).

Tableau 2.1. Moyennes mensuelles des températures maximales et minimales à Nguékhokh (Tropis, 2021)

Années	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
Max	29.20	30.14	28.91	28.31	29.43	30.07	29.73	29.66	30.00	32.10	31.60	30.05
Min	17.16	16.81	17.38	18.46	20.22	22.21	24.47	25.26	25.52	24.56	22.46	19.59
Moy	22.68	22.64	22.94	23.17	24.50	26.32	27.27	27.56	27.79	28.19	26.91	24.49

Les minimas sont enregistrés en février avec une moyenne de 16,81°C. Ils sont dus à la fraîcheur provoquée par l’upwelling des Canaries présent dans la région à cette période. Pendant cette période, on observe une baisse sensible des températures (Sakho, 2011 ; Ndour, 2015 ; Tropis, 2021). L’Alizé maritime qui prédomine de Novembre à Mars dans la zone contribue aussi à la baisse des températures. La figure 2.4 suivante montre l’évolution des températures moyennes à Nguékhokh depuis 1989 à 2019.

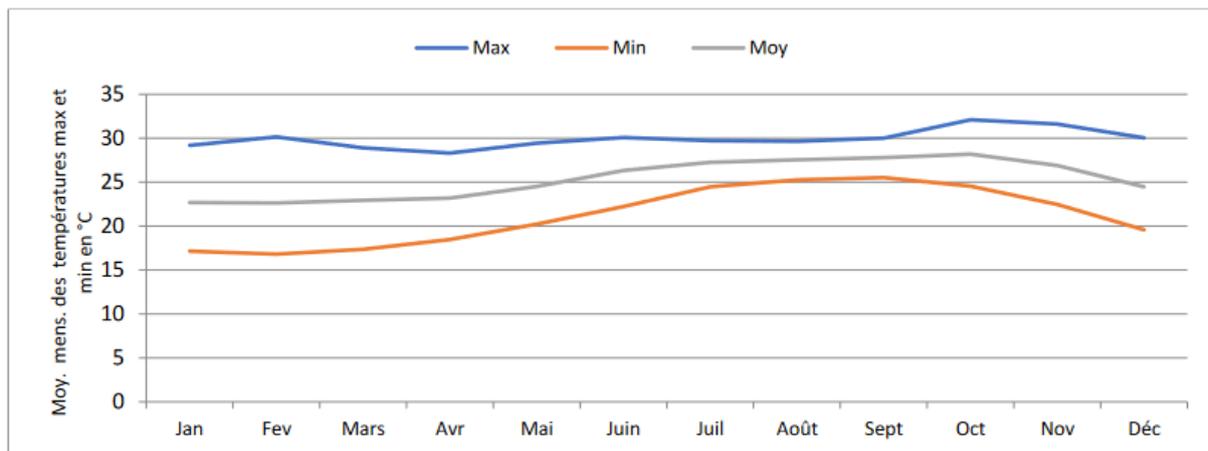


Figure 2.4 Moyenne mensuelle des températures à Nguékhokh (Tropis, 2021).

2.2.2. Précipitations

La Somone appartient au domaine tropical sahélo-soudanien caractérisé par l’alternance de deux saisons contrastées : la saison sèche (novembre à mai) et la saison humide aussi appelée hivernage (juin à octobre). Le passage d’une saison à l’autre est principalement lié au déplacement du Front Intertropical (FIT). Le Sénégal connaît une pluviosité irrégulière marquée par un gradient pluviométrique positif du Nord vers le Sud (Kane, 1985). D’après Barusseau *et al.* (1999), sur la petite côte il existe trois principales formes de précipitations assurées par : des nuages isolés, des lignes de grains et des pluies continues. Dans cette zone sahélienne, les précipitations sont un paramètre essentiel pour l’estimation et la caractérisation des apports d’eau dans les bassins versants, c’est notamment le cas pour celui de la Somone. L’analyse des données de précipitations sur le siècle dernier a été proposée par Tropis (2021). Elle couvre la période 1918 à 2020 (Figure 2.5). En effet, même si les apports pluviométriques sont relativement importants en hivernage, ils sont en grande partie repris par une forte évaporation en saison sèche. La fermeture de la lagune de la Somone a eu lieu principalement pendant des années à sécheresse drastique comme on l’aperçoit entre 1966 et 1969, et en 1987 se basant sur l’indice de pluviosité dans la zone d’étude (Figure 2.5).

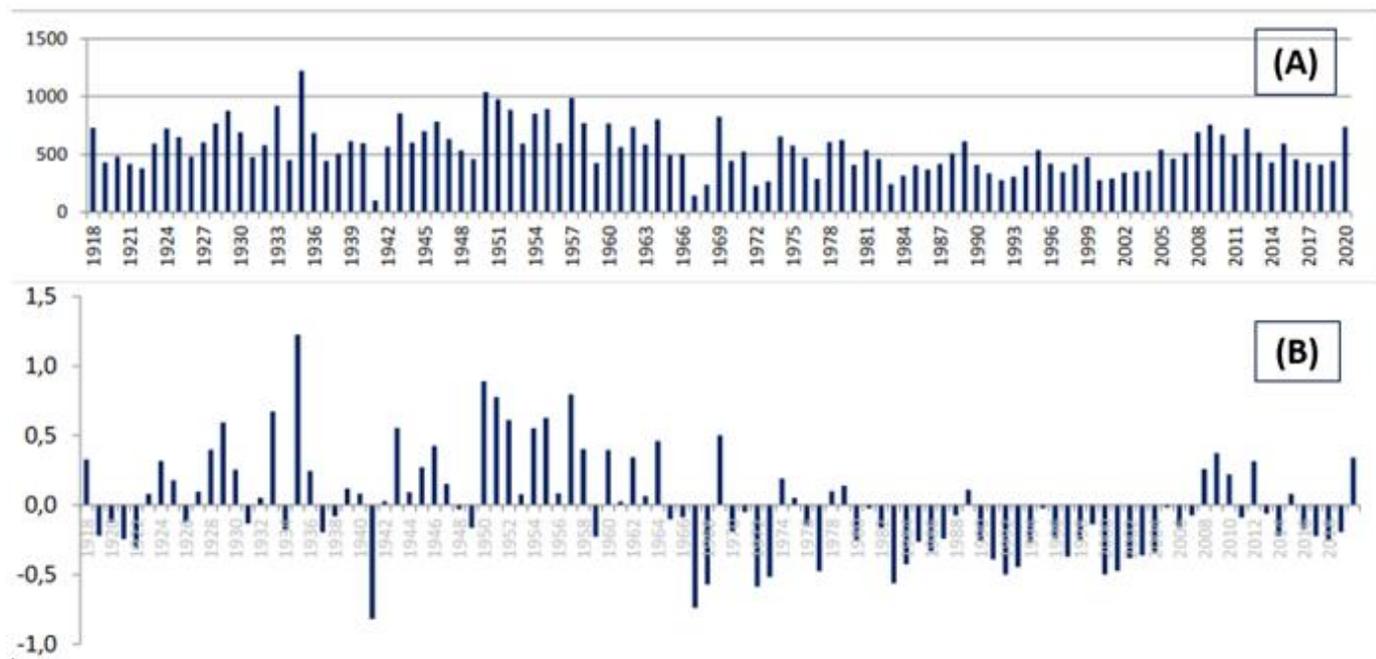


Figure 2.5 Evolutions de (A) la pluviométrie (en mm) et de (B) l'indice de pluviosité dans la zone d'étude (modifié de Tropis (2021)).

L'évolution de la pluviosité présentée à la Figure 2.5, montre que : (i) les années 1918 à 1964 ont été pluvieuses ; (ii) la période 1966 à 2007 a été très déficitaire, et enfin (iii) la reprise entamée de 2008 à 2012 ne s'est pas poursuivie, la pluviosité est restée assez irrégulière. L'indice de pluviosité calculé correspond au rapport de la différence entre la hauteur des précipitations annuelles à la station et la hauteur moyenne annuelle des précipitations de la période sur l'écart type. Cette analyse corrobore les précédents résultats de Fall et al. (2006), Sakho (2011) et Ndour (2015). La période déficitaire (ii- 1966 à 2007) décrite dans l'étude de Sakho (2011) s'étend de 1960 à 2009 et est marquée par une situation climatique drastique en général, avec de potentielles conséquences hydriques plus prononcées sur les petits bassins versants comme celui de la Somone. La tendance annuelle de précipitations observée à la station de Mbour entre 1994-2019 est plutôt positive et s'élève à +20% (Tropis, 2021). Ce retour « nuancé » de pluies pourrait rétablir certains cours d'eaux notamment les débits d'écoulement (Tropis, 2021). Une analyse sur les 3 dernières décennies (1991 à 2020) des données pluviométriques (station de Mbour) ne recouvrant que la saison humide (juin à octobre), a permis de montrer que le mois d'Août enregistre le plus de précipitations (233,9 mm) et la moyenne de la pluviométrie interannuelle est de 561,5 mm (Figure 2.6). Bien que l'hivernage s'étende sur 5 mois, seuls trois mois enregistrent réellement un taux élevé de précipitations, il s'agit des mois de juillet, août et septembre (Figure 2.6).

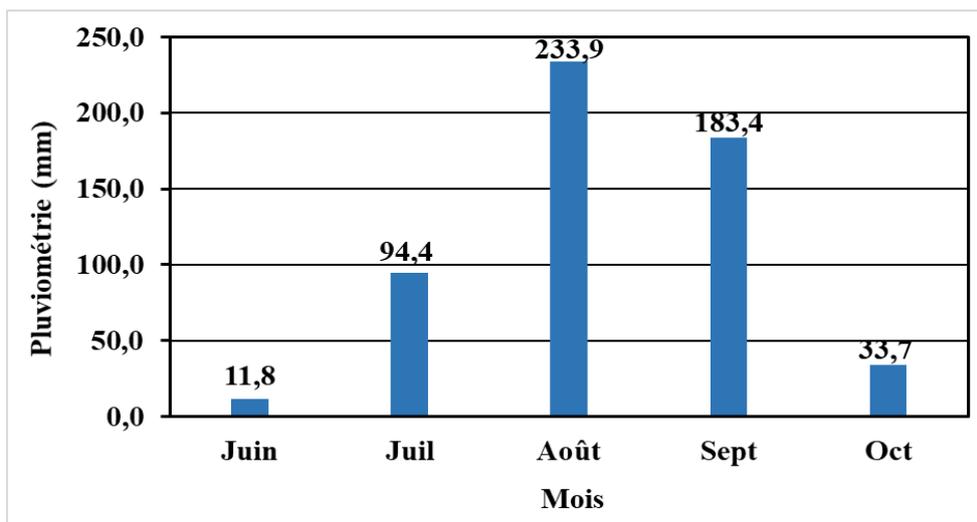


Figure 2.6. Moyenne interannuelle des précipitations sur la période d'hivernage de 1991 à 2020 à Mbour.

La répartition spatiale des pluies dans le bassin de la Somone illustre une importance décroissante des précipitations du Sud-Est vers le Nord-Ouest (Tropis, 2021). La valeur des isohyètes est de 500 mm au Sud-Est et de 400 mm au Nord-Ouest. Ces valeurs sont caractéristiques du domaine soudanien côtier nord et du domaine sahélien côtier (Tropis, 2021).

2.2.3. Evaporation

Le climat du bassin de la Somone se caractérise aussi par une évaporation importante, estimée à 1850 mm/an à Thiès (Tropis, 2021), dépassant largement la pluviométrie qui est de l'ordre de 550 mm. La fluctuation de l'évaporation dans le bassin de la Somone (Figure 2.7), est caractérisée par des minima aux mois d'août et de septembre (Sakho, 2011 ; Tropis, 2021). La réduction du volume évaporant s'explique par la nette diminution du taux d'insolation souvent notée en hivernage mais aussi et surtout par la récurrence des pluies durant ces mois (Figure 2.6). Les maxima sont enregistrés en mars et en avril. A cette période de saison sèche, la capacité d'évaporation dans l'atmosphère augmente sensiblement à cause de l'augmentation des températures (Sakho, 2011 ; Tropis, 2021). La rigueur en termes de températures élevées et/ou des vents secs notamment, participe à l'accélération du processus d'évaporation dans le bassin de la Somone. En somme, la forte évaporation dans le bassin s'explique par : (i) la longueur de la saison sèche, qui va d'octobre à juin ; couplée aux (ii) températures élevées ; et aux (iii) effets de l'Harmattan.

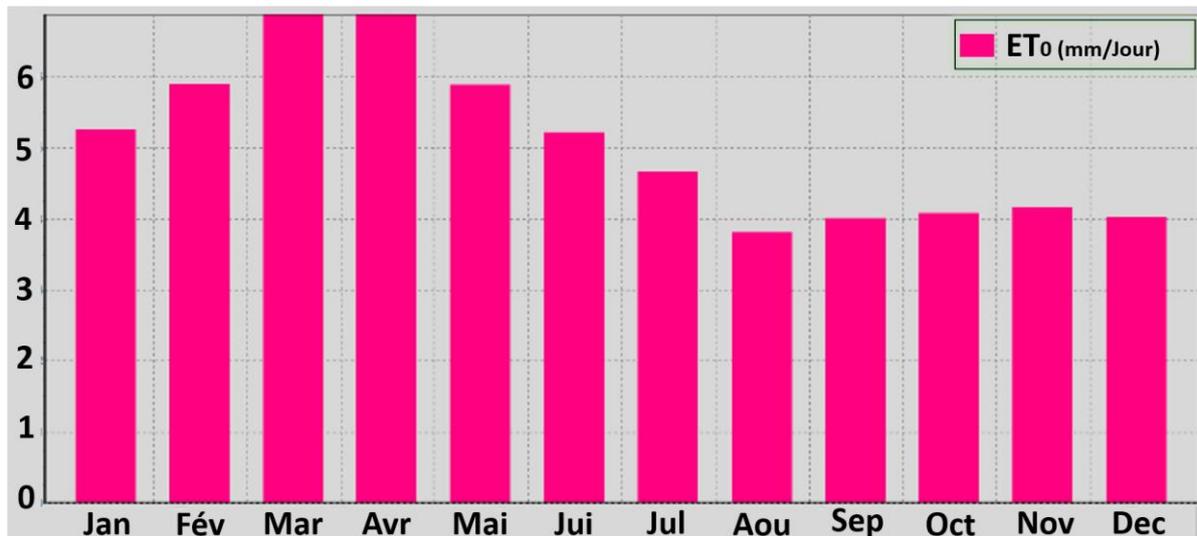


Figure 2.7. Moyenne mensuelle de l'évaporation à Thiès (Tropis, 2021).

2.3. Circulation littorale : atmosphérique et hydrodynamique

2.3.1. Vents et pressions atmosphériques

La circulation atmosphérique sur le littoral du Sénégal est sous le contrôle des champs de hautes pressions subtropicales : l'anticyclone maghrébin (saharo-libyen), l'anticyclone des Açores et l'anticyclone de Sainte-Hélène dans l'hémisphère Sud issus des hautes pressions tropicales (Leroux, 2001). Les vents locaux de basse altitude, interviennent fortement dans la dynamique côtière. Ils sont responsables des mers de vent locales, des upwellings et ce sont les agents de transport de sables dans la zone côtière (Leroux, 1977, 1983 ; Niang-Diop, 1995 ; Sakho, 2011 ; Ndour, 2015 ; Ndoye et al., 2018). Ces champs de pressions sont issus des centres d'action que sont les hautes pressions subtropicales et les basses pressions équatoriales. La variabilité de l'intensité de chaque cellule anticyclonique assujettit la zone de convergence intertropicale à des changements de positions longitudinales pendant l'année, positions qui conditionnent la prédominance de certains vents (Barbey, 1982 ; Guérin, 2003). En Afrique de l'Ouest, les flux d'alizé et de mousson sont les principales composantes de la circulation atmosphérique, plus précisément dans les basses couches de l'atmosphère (Leroux, 1996, 2001). Cette zone correspond ainsi, à une aire dépressionnaire entre les ceintures anticycloniques subtropicales, définie comme l'axe des basses pressions équatoriales. Le climat est fonction du déplacement de la Zone de Convergence InterTropicale ((ZCIT), elle-même liée au balancement des maxima barométriques). L'alizé continental ou harmattan, issu de l'anticyclone saharo libyen est de direction nord-est/sud-ouest. C'est un vent semi-permanent, chaud et sec, souvent chargé de poussières (réduisant fortement la visibilité à

l'horizontale), qui souffle dans la partie continentale du pays de novembre à mai (Figure 2.8), il n'apporte pas de pluie du fait de la siccité de l'air. Durant cette période, la ZCIT est dans sa position la plus méridionale (vers février - mars). Selon Leroux (1981), sa direction est constante (NE à ENE et E). La vitesse moyenne de l'harmattan est de l'ordre de 3 à 3,5 m.s⁻¹ (Leroux, 1981). Pendant cette longue période dite de saison sèche (de novembre à mai), la ZCIT est dans sa position la plus méridionale. L'arrivée de la mousson, vent chaud et humide issu de l'anticyclone de Sainte-Hélène centré dans l'Atlantique Sud (Turmine, 2001), marque le début de la saison humide (Juin à Octobre). La ZCIT remonte progressivement vers le Nord pour atteindre au mois d'août son maximum septentrional. Les directions dominantes de cet alizé sont W et SW à SSW. Les vitesses moyennes sont plus faibles et varient entre 0,9 et 2 m.s⁻¹. La mousson apporte 90% du total des précipitations dans le domaine sahélien (Sagna, 1990). En fin, en provenance de l'anticyclone des Açores, l'alizé maritime est un vent frais et humide du fait de son long parcours maritime (Diop, 1990). De direction N à NW, ce flux d'air frais est stable et n'engendre pas de précipitations (Diop, 1990). Pendant la saison sèche (de novembre à avril), l'alizé maritime et l'alizé continental circulent en même temps, mais la zone littorale reste sous la dominance de l'alizé maritime qui remonte vers le Nord.

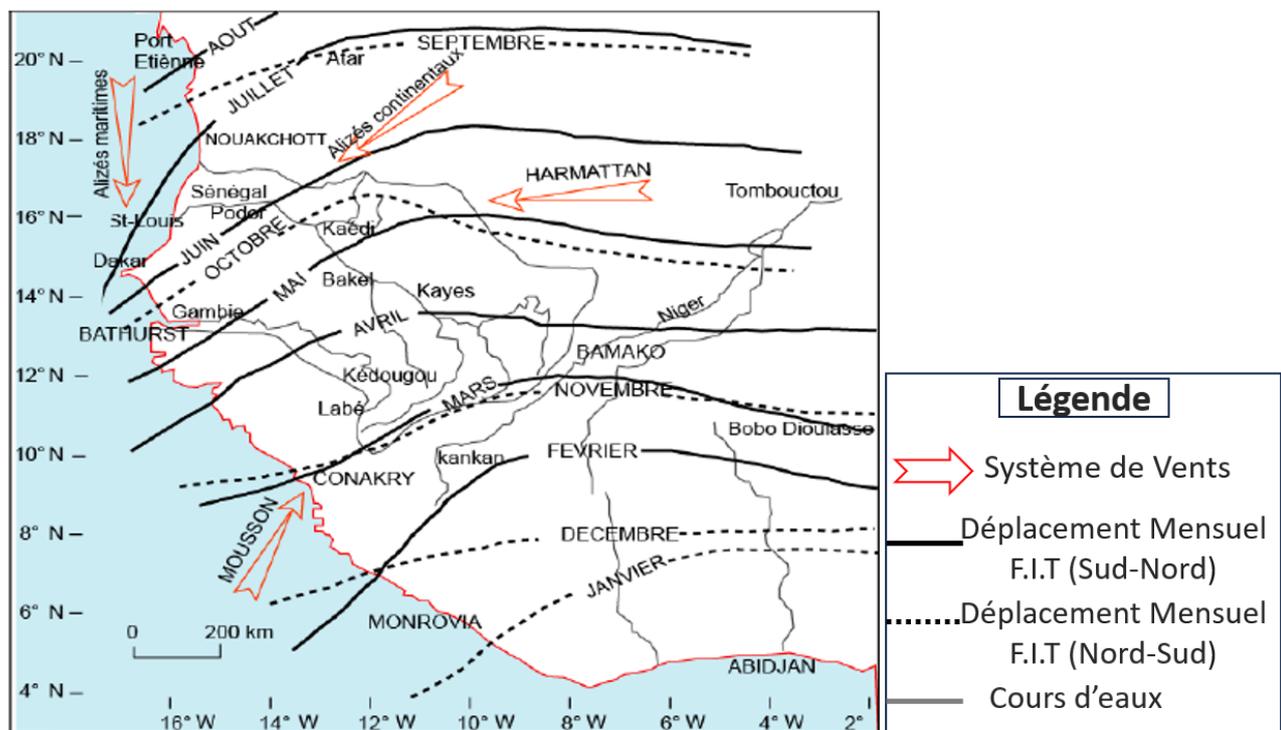


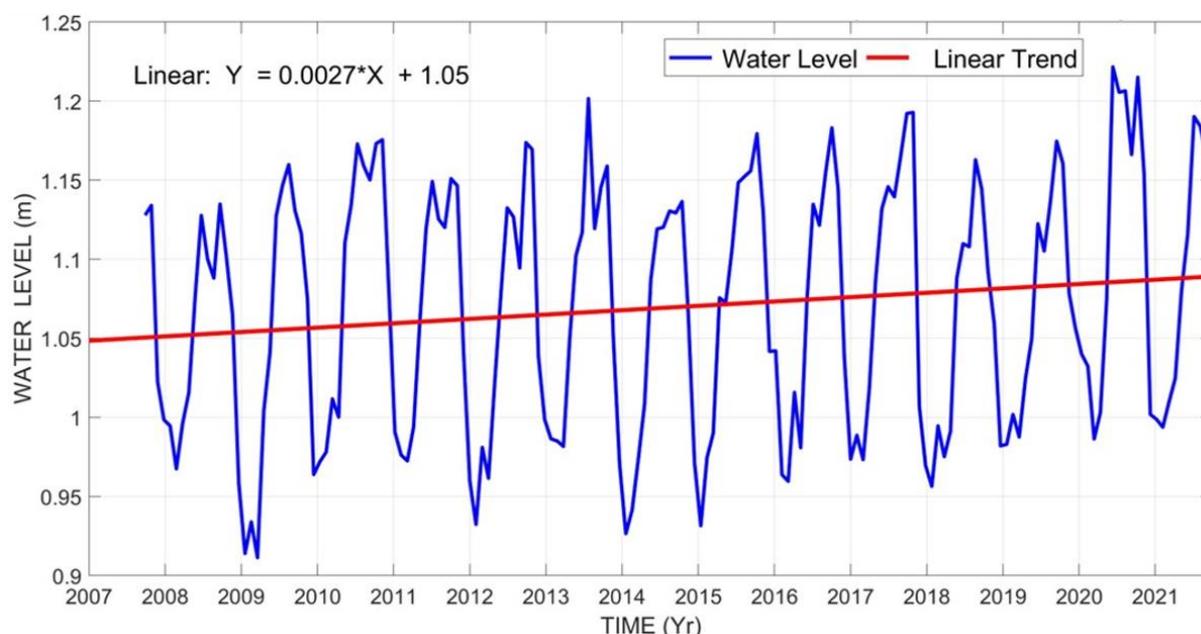
Figure. 2.8. Les masses d'air et le déplacement du F.I.T. (Front Inter Tropical) au cours de l'année (Michel, 1973, modifiée)

A l'instar de tout le littoral sénégalais, les régimes des vents qui soufflent au niveau de la Somone dépendent fortement de la position du front intertropical. Ainsi, on distingue : (1) un régime de saison sèche, caractérisé par la prédominance des vents du Nord, Nord-Est et de l'Est et (2) un régime de saison humide dominé par les vents d'Ouest, de Sud et de Sud-Ouest (Turmine, 2001). La série de données de vent de 1977 à 2006 recueillie au niveau de la station de Mbour révèle bien ces deux régimes saisonniers (Tropis, 2021). Les vitesses de vent, qui correspondent à ces deux régimes, montrent aussi des variations saisonnières importantes. Par exemple, Sakho (2011) a observé 61 jours, soit 50 % en maximum annuel de périodes sans vent (entre juin et septembre 2008) largement supérieur au 5 à 17% de Niang-Diop (1995) (entre juillet et septembre 1987). La saison humide se caractérise globalement par des vitesses de vent inférieures à 4 m.s^{-1} . Les vents sont plus importants soit environ deux fois plus forts pendant la saison sèche, principalement (décembre et janvier) avec en moyenne 7 m.s^{-1} , tandis que les vitesses moyennes minimales de l'ordre de 5 m.s^{-1} (Diara, 1999) sont observées pendant la saison des pluies (juin à octobre). C'est pendant cette période que sont enregistrés les coups de vent, notamment aux mois d'août et de juin (Niang-Diop, 1995). Sur la base de données de vents qui couvre 2008-2009 observées par Tropis (2021), le coup de vent le plus fort a été enregistré le 13 juin 2008, doté d'une vitesse de 16 m.s^{-1} . Les jours sans vent sont rares. De décembre 2008 à février 2009, seulement 7 % de périodes calmes ont été enregistrés, soit 5 jours sans vent en 90 jours.

2.3.2. Marée

Dans l'Atlantique tropical et précisément au niveau du littoral du Sénégal, la marée est de type semi-diurne. Elle a un régime micro tidal avec des marnages inférieurs à 2 m (Ruffman *et al.*, 1977, Niang-Diop, 1995 ; Ndiaye *et al.*, 2011 ; Samou *et al.*, 2023b). La zone côtière sénégalaise dispose de 3 sites d'observations marégraphiques : le Port de Saint-Louis (au nord), le Port de Carabane (au sud) et le Port autonome de Dakar. Les marégraphes à Saint-Louis et à Carabane sont situés dans des domaines estuariens. Celui du Port de Dakar n'est influencé que par la dynamique marine. L'observation de la marée au Sénégal a débuté dans les années 1889 au Port de Dakar mais les enregistrements sont discontinus, et présentent parfois des gaps sur plusieurs années. Selon Diara (1999), l'onde de marée se propage au Sénégal depuis un point amphidromique (point où l'amplitude de la marée est nulle et où les lignes cotidales se rejoignent, SHOM (1997)) situé à l'ouest de l'Océan Atlantique, près des Antilles. Sur la Petite Côte, la propagation de l'onde de marée se fait du Nord vers le Sud (Ba

et al., 1995). Sur le plateau continental, ces courants ont des vitesses faibles, inférieures à $0,15 \text{ m.s}^{-1}$ (Niang-Diop, 1995). Par contre, au niveau des embouchures, ces courants sont plus forts : environ $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ en moyenne à la station de Djifère (Diop, 1990). Toutefois, ces vitesses varient en fonction des caractéristiques hydrologiques et morfo-sédimentaires des embouchures mais aussi des conditions météorologiques saisonnières (Sall, 1982). Il existe une très forte variabilité annuelle du niveau moyen de la mer (MSL) sur le littoral du Sénégal. Le niveau moyen mensuel au marégraphe de Dakar entre 2007 et 2022 est présenté sur la Figure 2.9. Cette dernière montre clairement que le niveau moyen suit un cycle saisonnier, présentant un minimum en hiver et un maximum à la fin de l'été avec une amplitude d'environ $0,15$ à $0,25 \text{ m}$. Une tendance à la hausse du MSL s'observe sur la durée investiguée (2007-2022) avec un taux moyen de $2,71 \text{ mm/an}$ (Figure 2.9), ce qui est très proche des 3 mm/an observés à l'échelle globale (Oppenheimer *et al.*, 2019). Ces observations corroborent les résultats précédents de Ndiaye *et al.* (2011) qui à partir des mêmes enregistrements à Dakar entre 1907-2008, ont montré l'existence de variations saisonnières du niveau moyen de la mer avec un minimum entre janvier et mars-avril et un maximum entre juillet et septembre. Les écarts saisonniers se situent entre $9,4 \text{ cm}$ et $24,7 \text{ cm}$ soit en moyenne de $20,15 \text{ cm}$. Il existe également une variabilité interannuelle du niveau marin moyen, néanmoins celle-ci est plus faible que la variabilité saisonnière et serait de l'ordre de 8 à 10 cm (Ndiaye *et al.*, 2011).



D'autres tendances plus faibles du MSL (Figure 2.10) ont été observées sur le littoral du Sénégal (sur la base des données issues de la même station marégraphique du port de Dakar (Sarr et al., 2021)).

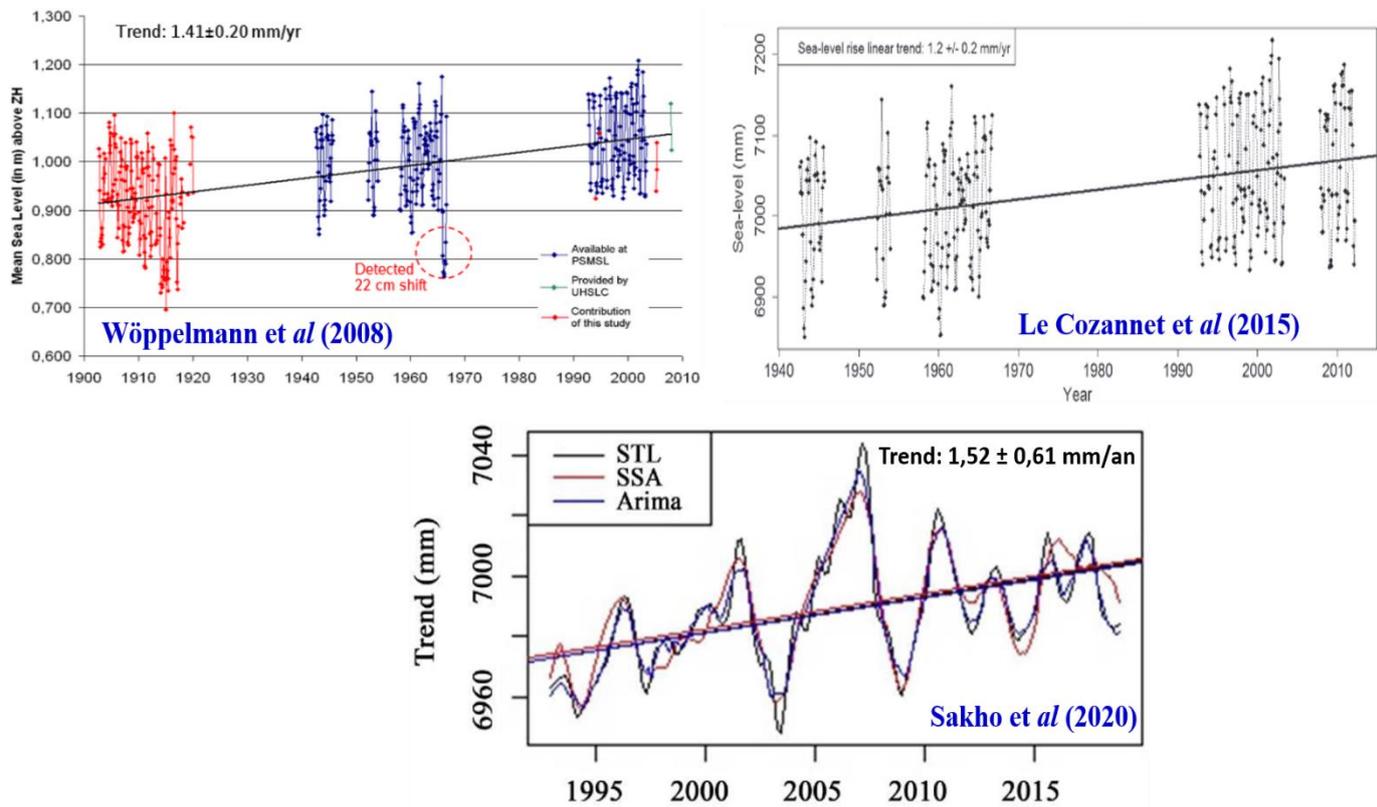


Figure 2.10. Tendances du niveau moyen observées à différentes périodes sur le littoral du Sénégal (Wöppelmann et al., 2008 ; Le Cozannet et al., 2015 ; Sakho et al., 2020)

Wöppelmann et al (2008) ont obtenu une tendance de 1,41 mm/an sur le siècle dernier (1900-2007). Le Cozannet et al (2015) sur la période 1940-2013 ont obtenu 1,2 mm/an. Plus récemment, Sakho et al., 2020 ont obtenu une tendance de 1,52 mm/an sur l'intervalle de temps 1993-2018. Tous ces résultats montrent que ces tendances sont fonctions à chaque fois de la longueur de la période considérée. Par ailleurs, les marées internes et les ondes solitaires de grande amplitude sont omniprésentes sur le plateau (Capet et al, 2017).

2.3.3. Vagues

Relativement calmes, les conditions météo-marines sur le littoral du Sénégal sont très variables. Il existe quatre types de régimes de vagues atteignant la côte sénégalaise, selon la saison : **(1)** les houles de Nord-Ouest générées par les tempêtes d'Ouest provenant de latitudes moyennes de l'Atlantique Nord (Guilcher, 1954). Ces longues houles sont les plus

énergétiques sur la Grande Côte et sont présentes tout au long de l'année mais dominent l'état de la mer surtout pendant la saison sèche de novembre à juin ; **(2)** les mers de vents générées par les alizés de l'hémisphère Nord et Sud sur toute l'année (Samou et al., 2023a) ; **(3)** les houles de Sud-Ouest de Juillet à Octobre, en provenance de l'Atlantique Sud ; elles sont presque toujours observées pendant la saison des pluies. Ces houles de longue période atteignent majoritairement la Petite Côte avec un maximum d'énergie en Août et Septembre. Plus épisodiquement, **(4)** les houles de l'Atlantique Ouest sont générées par des ouragans tropicaux qui se développent entre l'archipel du Cap-Vert et la mer des Caraïbes d'août à novembre (Niang, 1995 ; Sadio et al., 2017 ; Almar et al., 2019). La région n'est pas directement touchée par les tempêtes ou les cyclones majeurs, mais les signaux de ces événements lointains à haute énergie peuvent être détectés dans le climat des vagues (Sadio et al., 2017 ; Almar et al., 2019).

Les houles de Sud-Ouest induisent d'importantes anomalies du niveau de la mer sur la Petite Côte sénégalaise, la partie la plus exposée aux inondations (Almar et al., 2019 ; Cissé et al., 2023). Almar et al (2019) ont montré l'évolution à l'échelle mensuelle et interannuelle des événements de houles sur le littoral à partir de la simulation rétrospective des vagues ERA5 entre 1979 et 2016 (Figure 2.11). Les houles de Nord sont plus récurrentes sur quasiment toute l'année sauf durant l'été (entre Juillet et Septembre) où l'activité des houles de Sud-Ouest et des cyclones tropicaux s'intensifie (Figure 2.11a). Les cyclones tropicaux se développent au large des côtes sénégalaises, mais ils peuvent aussi provenir des zones très distantes le long de la côte Est de l'Amérique du Nord et générer des houles qui se propagent à travers le bassin Atlantique (de 1 à 4 jours selon la période dominante de la houle) pour affecter la côte sénégalaise. De telles houles induites par les cyclones tropicaux se produisent tout au long de la saison boréale des cyclones tropicaux (juillet-novembre).

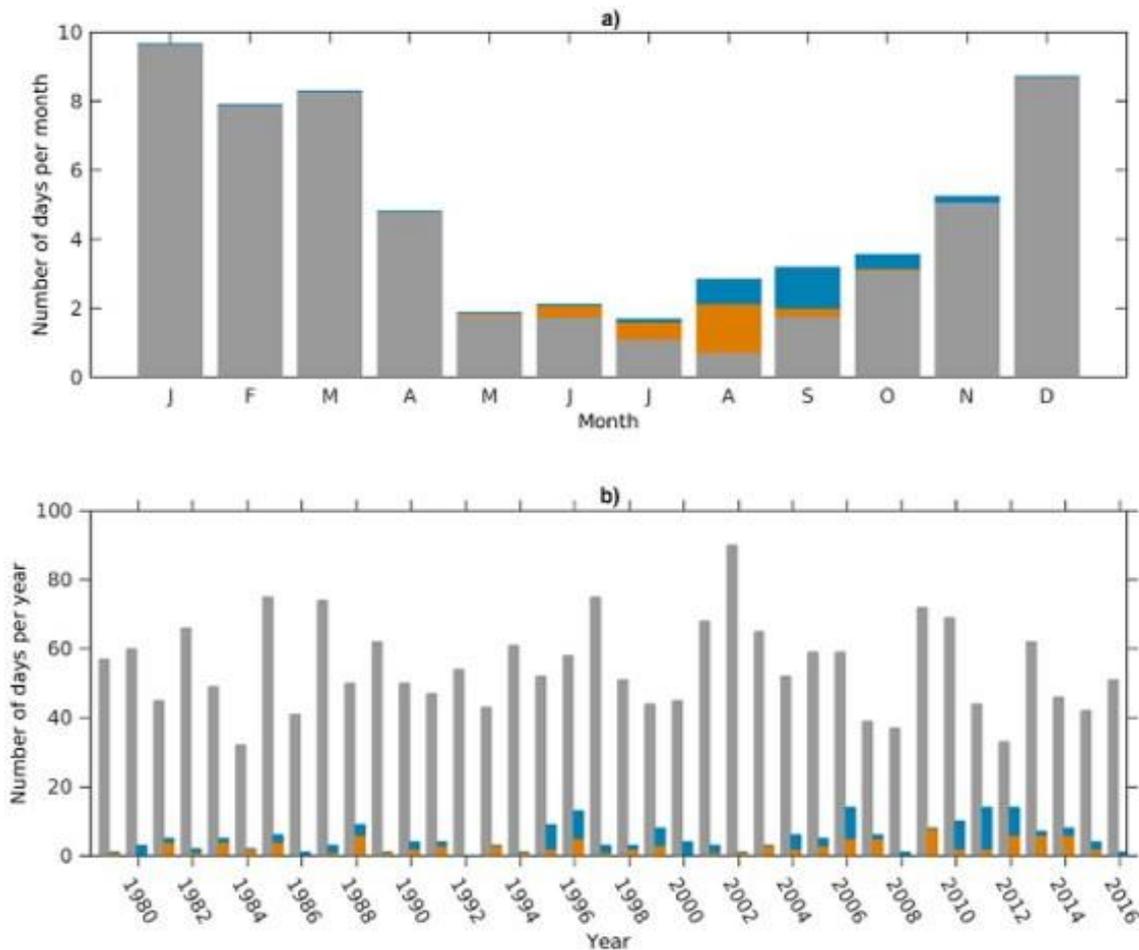


Figure 2.11. Répartition mensuelle de la fréquence d'occurrence des houles (en jours) au large de Dakar au Sénégal (a) et leur évolution interannuelle (b). Les événements de vagues provenant de l'Atlantique Nord sont indiqués en gris, de l'Atlantique Sud en orange et des cyclones tropicaux en bleu (Almar et al., 2019).

La variabilité interannuelle de tous ces différents types de houle est très forte (Figure 2.11b). En fin, la tendance à la hausse observée sur les hauteurs significatives de vagues sur le littoral du Sénégal résulte de la tendance positive sur SAM (Southern Annular Mode) avec une recrudescence de fort indices positifs ces dernières années (Marshall et al., 2018).

Plusieurs tempêtes majeures ont touché sévèrement la côte du Sénégal (Pène et al., 2013 ; Niang, 2009 ; Sadio et al. 2019), bien qu'en général elles restent très peu documentées. Le Tableau 2.2 donne les événements retracés.

Tableau 2.2. Chronologie des événements de tempêtes sur le littoral du Sénégal

Nom Tempêtes et Périodes	Travaux existantes
Tempête du 27-28 Février 1987	Diaw et al., 1990 ; Diaw, 1997 ; Thomas et Diaw, 1997 ; Bouchet, 1998
Cindy du 18 Août 1999	Niang, 2009 ; Sadio et al. 2019,
Ouragan Fred du 30 Août 2015	Sadio et al. 2019

Les caractéristiques des vagues durant ces différents évènements restent méconnues mais une observation rapide des conditions marines montre que ces tempêtes sont survenues pendant des marées de vives-eaux (Figure 2.12). Cela pourrait expliquer l'exacerbation des conséquences observées sur le littoral à la suite de leur passage.

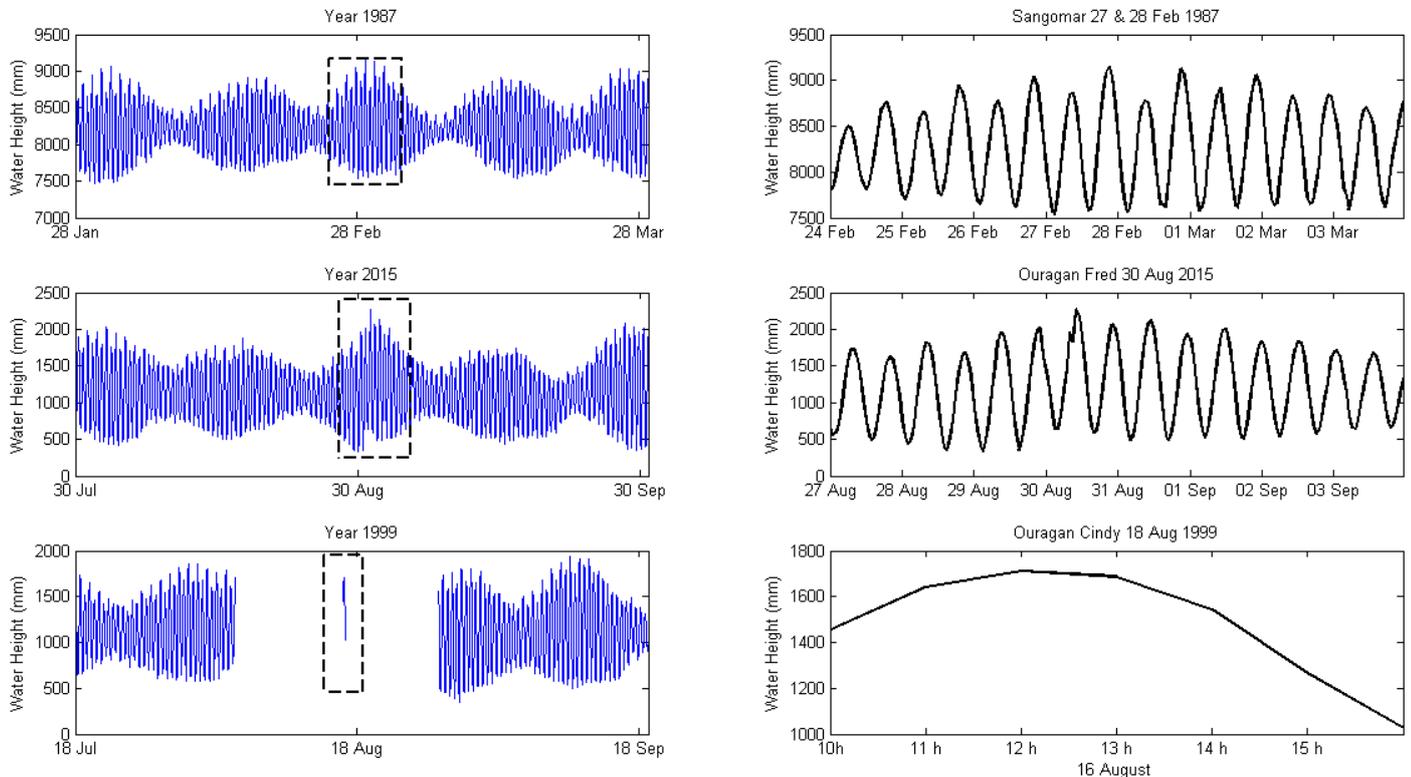


Figure 2.12. Régime de marée au cours des tempêtes de grandes ampleurs (Sangomar, Cindy et Fred) survenues sur la Petite Côte du Sénégal.

2.3.4. Courants côtiers (surface, subsurface) et upwelling

Des études ont été menées sur les courants côtiers horizontaux et verticaux (upwelling) sur la côte sénégalaise (SHOM, 1981 ; Cormier-Salem, 1999 ; Diara, 1999 ; Ndoye et al., 2014 ; Ndoye et al., 2016 ; Capet et al., 2017 ; Ndoye et al., 2018). La récente recherche de Poulain (2010) a investigué la dynamique côtière au large du Sénégal dans le cadre du projet COCES (*Coastal Ocean Circulation Experiment off Senegal*), sur la base des observations de bouées (31) dérivantes et des données satellitaires auxiliaires (SST et couleur de l'océan) sur environ un an (de Mai 2009 à Septembre 2010). L'étude présente en particulier la dispersion et la circulation près de la surface au large des côtes, une région fortement influencée par la dynamique de l'upwelling côtier et affectée par le ruissellement important du fleuve Sénégal. La Figure 2.13 présente les courants côtiers de surface moyennés spatialement ($0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$). Cette carte de circulation moyenne construite à partir des enregistrements de dérives montre un flottement vers le nord (vers le sud) dans les eaux côtières sénégalaises, au nord (sud) du

Cap Vert. Plus au large, les vitesses zonales moyennes dans le courant nord-équatorial et le contre-courant nord-équatorial (à l'est de 28°W) peuvent atteindre 50 cm/s (Poulain, 2010).

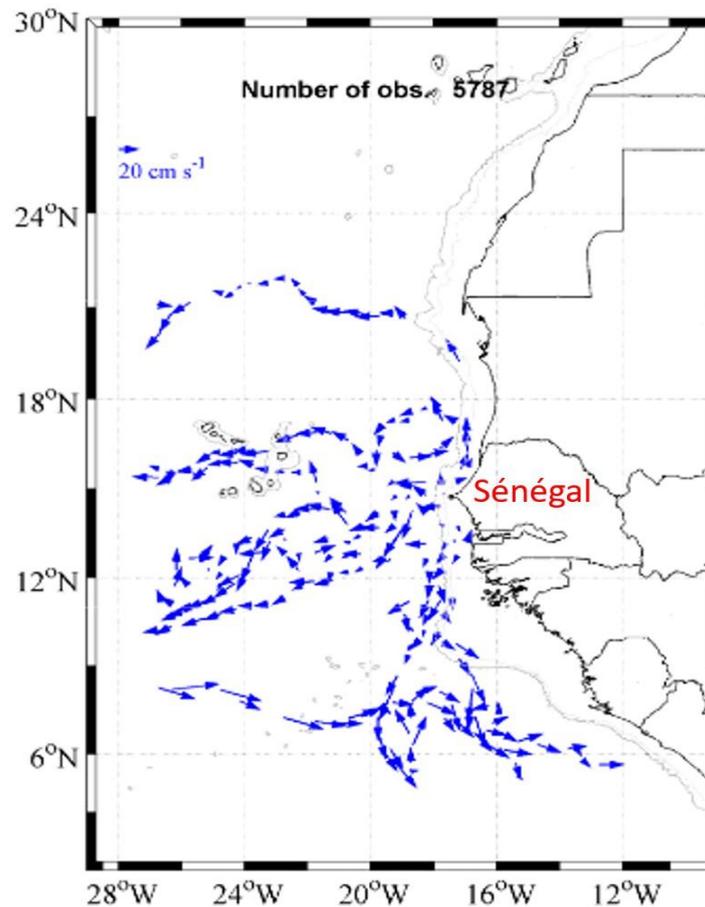


Figure 2.13. Circulation moyenne dans l'Atlantique tropical Nord (0-25°N) sur la période de Mai 2009 à Septembre 2010. Les flux moyens représentés par les flèches sont interpolés sur une grille de 0,5°x0,5° (l'isobathe 1000 m est représentée par des courbes grises) (Poulain, 2010).

La Somone, à l'instar des autres domaines du littoral, est sous l'influence des courants généraux de subsurface qui agissent tout le long de la côte ouest africaine (Sakho, 2011). Il s'agit du courant des Canaries, issu du grand tourbillon subtropical dans l'Atlantique Nord, du courant de Guinée, du courant sud équatorial et du contre-courant équatorial (Figure 2.14). Sur le plateau continental du Sénégal, la circulation océanique varie suivant la topographie, l'orientation de la côte et les variations climatiques saisonnières (Diara, 1999).

la Gambie, se produit sur un large plateau avec une vaste zone où les profondeurs sont inférieures à 20 m (Capet et al., 2017 ; Ndoye et al., 2017 ; Ndoye et al., 2018). Les schémas de remontée sont très distincts (parfois plus persistants dans le temps et à proximité du rivage) de ceux d'autres systèmes. Ndoye et al. (2017) ont montré comment la présence de la presqu'île du Cap-Vert et l'existence d'un gradient de pression vers l'équateur exercent une influence majeure sur la dynamique et la circulation de l'upwelling au Sud du Sénégal. Plus tard, une analyse plus complète de la circulation du plateau a été effectuée. Ndoye et al (2018) ont proposé une description schématique 3D de la structure dynamique et hydrologique de l'upwelling sur le plateau de la Petite Côte du Sénégal (Figure 2.15). La fraction écrasante de l'upwelling sur le plateau Sud du Sénégal a lieu dans sa partie Nord, à moins de 30 km du Cap-Vert et provient en grande partie de l'accélération de la circulation le long de la côte sous le vent du Cap-Vert. En modifiant la SST, la SSS (Sea Surface Salinity) et les courants côtiers, l'upwelling modifie les gradients de pression et sa prise en compte permet d'intégrer les effets baroclines sur la circulation côtière générale. De même, les upwellings peuvent, en se superposant à la remise en suspension des sédiments induite par les vitesses orbitales des houles, occasionner un transport sédimentaire (Diara, 1999).

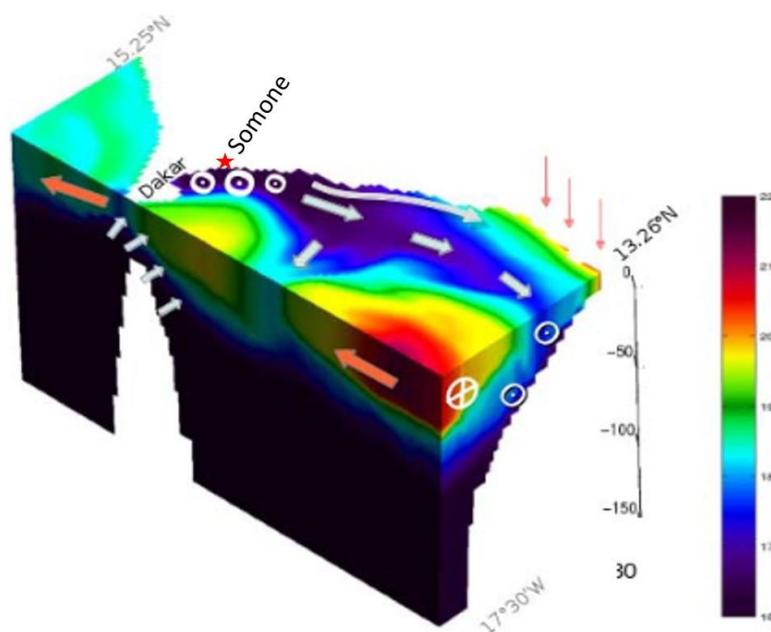


Figure 2.15. Structure schématique en 3D de la structure dynamique et hydrologique de l'upwelling sur le plateau sud du Sénégal, la barre de couleur donne les SST en degré. (D'après, Ndoye et al., 2018, ajustée).

2.3.5. Dérive littorale et transport sédimentaire local

Sur le littoral du Sénégal, les courants parallèles à la côte induisent deux directions préférentielles de dérive littorale : la direction N-S et celle S-N (Diop, 1990 ; Niang-Diop,

1995 ; Almar et al., 2019). Le transit sédimentaire le long du littoral est assuré essentiellement par ces courants de dérive. Toutefois, ce transit semble être interrompu par la présence des deux structures bathymétriques sous-marines (canyon de Kayar et de Dakar, (Figure 2.3)) qui sont présents autour de la presqu'île du Cap-Vert. Des études précédentes ont investigué la dérive littorale et le transport sédimentaire résultant, dans différents secteurs côtiers du littoral sénégalais (Niang, 1995 ; Sadio et al., 2017 ; Almar et al., 2019 ; Sadio et al., 2022 ; Sakho et al., 2022). Généré par les vagues obliques atteignant le littoral, le courant *longshore* joue un rôle majeur dans la dynamique sédimentaire du littoral (Sadio et al., 2017 ; Almar et al., 2019). Des points chauds d'érosion ont été récemment mis en évidence sur la côte nord à l'embouchure du fleuve Sénégal (Sadio et al 2017, Ndour et al 2018, Cissé et al., 2022), et sur la Petite Côte au sud (Barusseau, 1980, Ngom et al 2018 ; Sadio et al., 2022 ; Sakho et al., 2022). Almar et al (2019) ont montré une inversion saisonnière de la dérive littorale et du transport sédimentaire ($\sim 700\ 000\ \text{m}^3.\text{yr}^{-1}$ sur la Grande Côte, $\sim 300\ 000\ \text{m}^3.\text{yr}^{-1}$ sur la Petite Côte (Barusseau, 1980)) adossée à la saisonnalité des houles de Nord-Ouest et de Sud-Ouest avec pour conséquence, une inversion du sens de transport sédimentaire et une réorganisation de la côte (Figure 2.16). Cette inversion entraîne une érosion importante et continue le long de la côte du Sénégal et a le potentiel de modifier considérablement l'état d'équilibre des côtes sableuses. Néanmoins, connaissant l'occurrence élevée du régime de vagues de Nord-Ouest, il est clair que la dérive littorale reste majoritairement orientée Nord-Sud sur la côte du Sénégal, c'est ce qui traduit l'orientation similaire de quasiment tous les cordons littoraux des lagunes côtières. Parmi les seules deux exceptions, figure la lagune de la Somone dont la flèche sableuse est orientée Sud-Nord (Sakho, 2011). A cette date, les principaux processus responsables de cette orientation (Sud-Nord) à l'opposé de la dérive littorale prédominante (Nord-Sud) restent à élucider. Sakho (2011) a émis l'hypothèse selon laquelle le littoral de la Somone se compose de plusieurs cellules hydro-sédimentaires indépendantes. Sur la base des travaux d'Almar et al. (2019) la dérive littorale orientée Sud-Nord (en été, saison de pluies) entraîne à la fois un transport (sud-nord) et une SLA plus importante au large de la Somone (Figure 2.16). Cette inversion saisonnière de la dérive avait précédemment été validée (Dwars et al., 1979 ; Diop, 1990 ; Niang-Diop, 1995 ; Ba et al., 1996), mais la construction à venir d'un Port à Ndayane, à environ 9 km de la lagune Somone pourrait modifier toute cette dynamique.

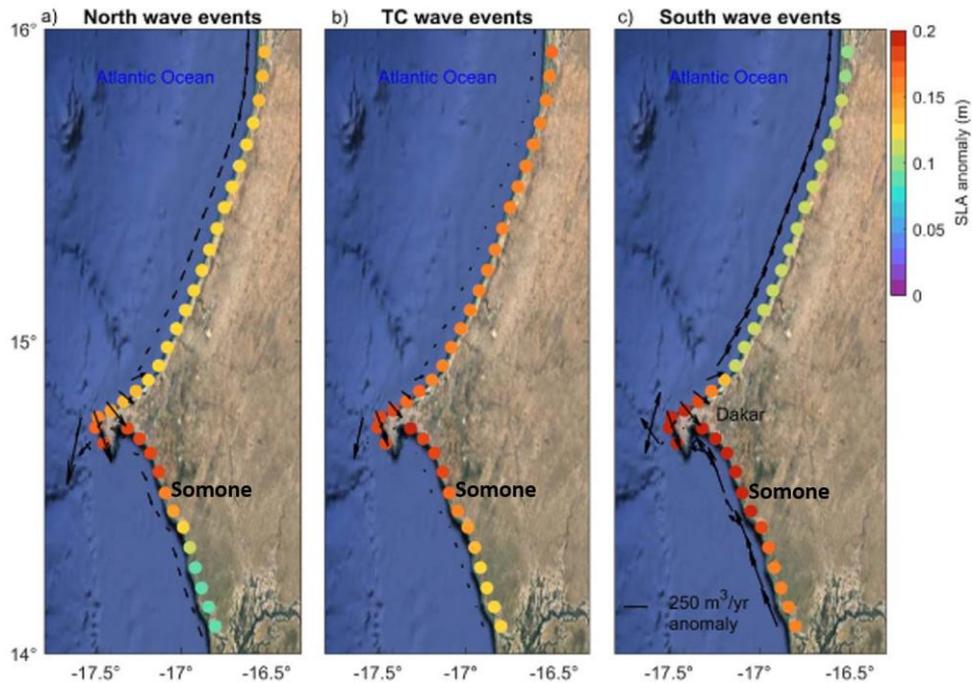


Figure 2.16. Impacts côtiers des événements de houle de l'Atlantique Nord (a), du cyclone tropical (b) et de l'Atlantique Sud (c), le long des côtes sénégalaises en termes d'anomalie de transport de sédiments côtiers (flèches) et d'anomalie du niveau de la mer SLA (anomalie altimétrique combinée du niveau de la mer induite par les vagues (points colorés)). (D'après, [Almar et al., 2019](#)).

2.4. Caractérisation du bassin versant et de l'écosystème de la lagune de la Somone

D'une superficie de 420 km², le bassin versant de la Somone s'étire entre 14°30'-14°45' de latitude Nord et entre 17°10'-17°00' de longitude Ouest. Ce bassin est caractérisé par un relief peu accusé dans son ensemble ([Sakho, 2011](#)). Les rebords du massif de Ndiass et du plateau de Thiès sont les reliefs les plus marqués avec respectivement 104 m et 128 m de hauteur maximum. Le relief restant est constitué par une plaine sableuse sur laquelle s'est développé le village de Somone ([Sakho, 2011](#)). Le réseau hydrographique dans ce bassin apparaît particulièrement ramifié en raison des fortes pentes. L'importance du réseau hydrographique est attestée par la présence de nombreux marigots et mares temporaires : Diobass, Somone, Thiédane, Wékhé, Némenka ([EDE, 2015](#)). Du point de vue hydrogéologique, on distingue trois nappes : (i) la nappe phréatique : 25 m de profondeur. Elle concerne tout le bassin versant, mais au fur et à mesure que l'on avance vers l'Est l'eau est saumâtre ; (ii) le paléocène : profondeur variant de 50 à 120 m, il assure une eau de bonne qualité dans la zone côtière jusqu'à Nguékhokh ; (iii) le maestrichien : profondeur variant de 150 à 300 m, donne de l'eau de bonne qualité ([Tropis, 2021](#)). Cette nappe s'étend sur la partie Ouest et Sud du bassin versant (Figure 2.17). Tout au long de la vallée de la Somone, s'observent les reliques de la forêt tchadienne de Bandia. La végétation est de type savane arborée à arbustive dont les

principales espèces sont *Adansonia digitata* et les *Acacia*. Les rebords du massif de Ndiass présentent des sols gravillonnaires ferralitiques tandis que les sols de la plaine sableuse sont hydromorphes argilo-sableux (Tropis, 2004).

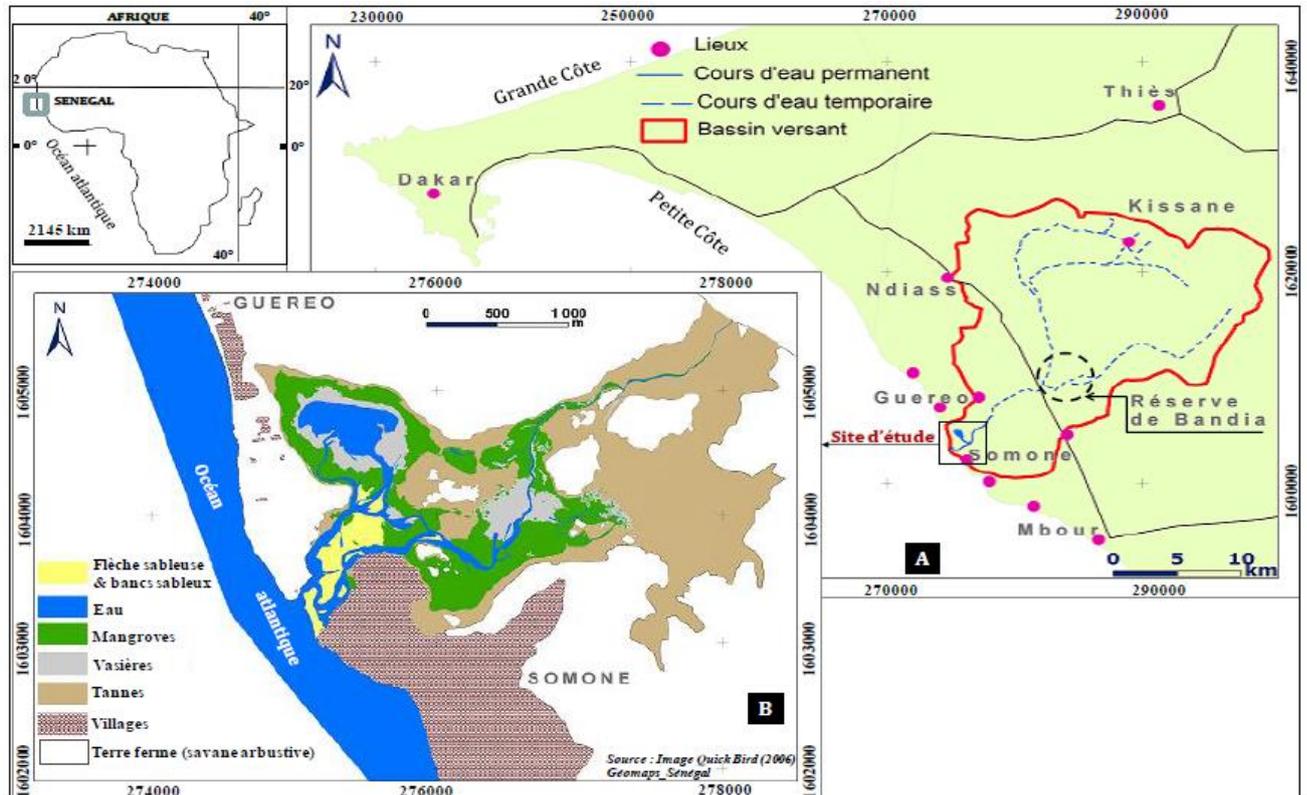


Figure 2.17. Localisation du site d'étude, (A) bassin versant et (B) estuaire-lagune (situation en 2006 (Sakho, 2011)).

Dans la partie amont de la lagune (Figure 2.17-B), la rivière de la Somone ne présente quasiment plus d'écoulement même en période humide (Sakho, 2011). Les débits historiques observés à la station hydrologique implantée au niveau du pont de Bandia sont présentés dans le Tableau 2.3. Ces données fragmentaires renseignent néanmoins sur le caractère saisonnier de l'écoulement marqué par des débits très faibles voire inexistant (Tableau 2.3). L'assèchement de la rivière Somone est lié aux multiples barrages construits en amont (exemple : à Bandia, à Kissane, Sakho, 2011), mais aussi à des longues phases de sécheresse qui peuvent être liées aux changements climatiques.

Tableau 2.3. Débit (Q) saisonnier de la rivière de la Somone (Source : DGPRES)

Date	04-09-1975	26-08-1976	1977 - 1978	1978-1984	1984-1987	23-08-1988
Q max en m ³ s ⁻¹	9,4	0,7	5,5	Sec	Non observé	6,89

A cause de ces nombreuses infrastructures de retenues, les apports en eau douce par la rivière Somone sont quasi-inexistants aujourd'hui. Les différentes campagnes d'observations

(réalisées entre 2019-2022) confirment cet état de fait, avec une absence d'eaux douces dans la lagune indépendamment de la saison (sèche, pluvieuse), c'était déjà le cas d'après [Sakho \(2011\)](#) une décennie plus tôt (2007-2010). Les apports en eau douce semblent donc provenir principalement des précipitations et de la résurgence de la nappe ([Sakho \(2011\)](#)).

D'une superficie de 700 ha, la Réserve Naturelle d'Intérêt Communautaire (RNIC, depuis octobre 1999) de la Somone a changé de statut, devenant une Aire marine Protégée AMP (depuis mai 2020). L'AMP de la Somone comprend une partie terrestre composée de la lagune et d'une partie marine qui s'étend sur 5 kilomètres à partir de la côte (Figure 2.17B). Ecosystème très productif, cette AMP abrite une riche biodiversité dotée d'espèces animales endémiques mais aussi, refuge de nombreux oiseaux migrateurs et de juvéniles de poissons, tortues marines, crevettes, etc. La lagune présente une variété d'unités morphologiques (Figure 2.17B) dont les 4 principales sont : **(a)** la flèche sableuse à son embouchure, **(b)** la mangrove, **(c)** les vasières et **(d)** les tannes. L'évolution pluri décennale de ces unités morphologiques (mangrove, vasières, tannes, bancs et cordons sableux) dans la lagune de la Somone sur la période 1946 à 2006 a été documenté par [Sakho \(2011\)](#) et [Sakho et al. \(2011\)](#), montrant les changements les plus spectaculaires pour la flèche sableuse et la mangrove.

Flèche sableuse à l'embouchure et sa morphodynamique

La flèche sableuse à l'embouchure de la Somone est un cordon sableux d'assez faible épaisseur (la largeur oscille entre 48 et 69 m, **Tableau 2.4**) et de longueur maximale (minimale) d'environ 340 m (74 m) de long suivant une orientation Sud à Nord-Est ([Sakho et al., 2011a](#)). Cette orientation est propre à la Somone car elle diffère des autres flèches sableuses du Sénégal dont les orientations/migrations sont Nord-Sud, à l'instar de la flèche de la Langue de Barbarie ([Sall, 1982](#)), de la flèche de Sangomar ([Diaw, 1997](#)) ou la flèche de Mbodienne ([Turmine, 2001](#) ; [Ngami-Ntsiba-Andzou, 2007](#)).

Tableau 2.4. Evolution des indices morphologiques sur la flèche sableuse entre 1946 et 2006 ([Sakho, 2011](#))

ANNEES	Superficie (m2)	Longueur (L en m)	Largeur médiane (l en m)	Rapport (L/l)/10
1946	9646	205	48	0,4
1954	14560	258	51	0,5
1974	5672	74	69	0,1
1978	11401	229	29,5	0,7
1989	17522	333	39	0,8
1999	25974	323	62,5	0,5
2006	17748	340	50	0,7

L'évolution mensuelle des mouvements verticaux démontre que la dynamique sédimentaire est très active sur la flèche de la Somone et elle est marquée par 2 périodes d'évolution : (1) une période de mai à septembre (majeure partie de la saison des pluies), dominée par des vents et des houles de Sud-Ouest caractérisée globalement par une érosion de la flèche sableuse, et (2) une période de octobre à février, dominée par des vents et des houles du Nord-Ouest (comprenant une partie de la saison sèche) présentant, contrairement à la précédente, l'accrétion de la flèche littorale (Sakho, 2011). Sur la Somone, les périodes de marée de vives-eaux à coefficients de marée maximaux sont observées pendant la saison des pluies et durant cette période la flèche est en érosion. En même temps, les houles de NW qui assurent le transport sédimentaire le long de la côte sont remplacées par les houles de SW, qui, sur la Somone, ont plutôt des effets érosifs (Almar et al., 2019). A l'opposé, l'accrétion de la flèche a lieu durant la saison sèche marquée par les houles de NW. Cette évolution à l'échelle saisonnière de la flèche sableuse (Figure 2.18) a été conceptualisée par Sakho (2011).

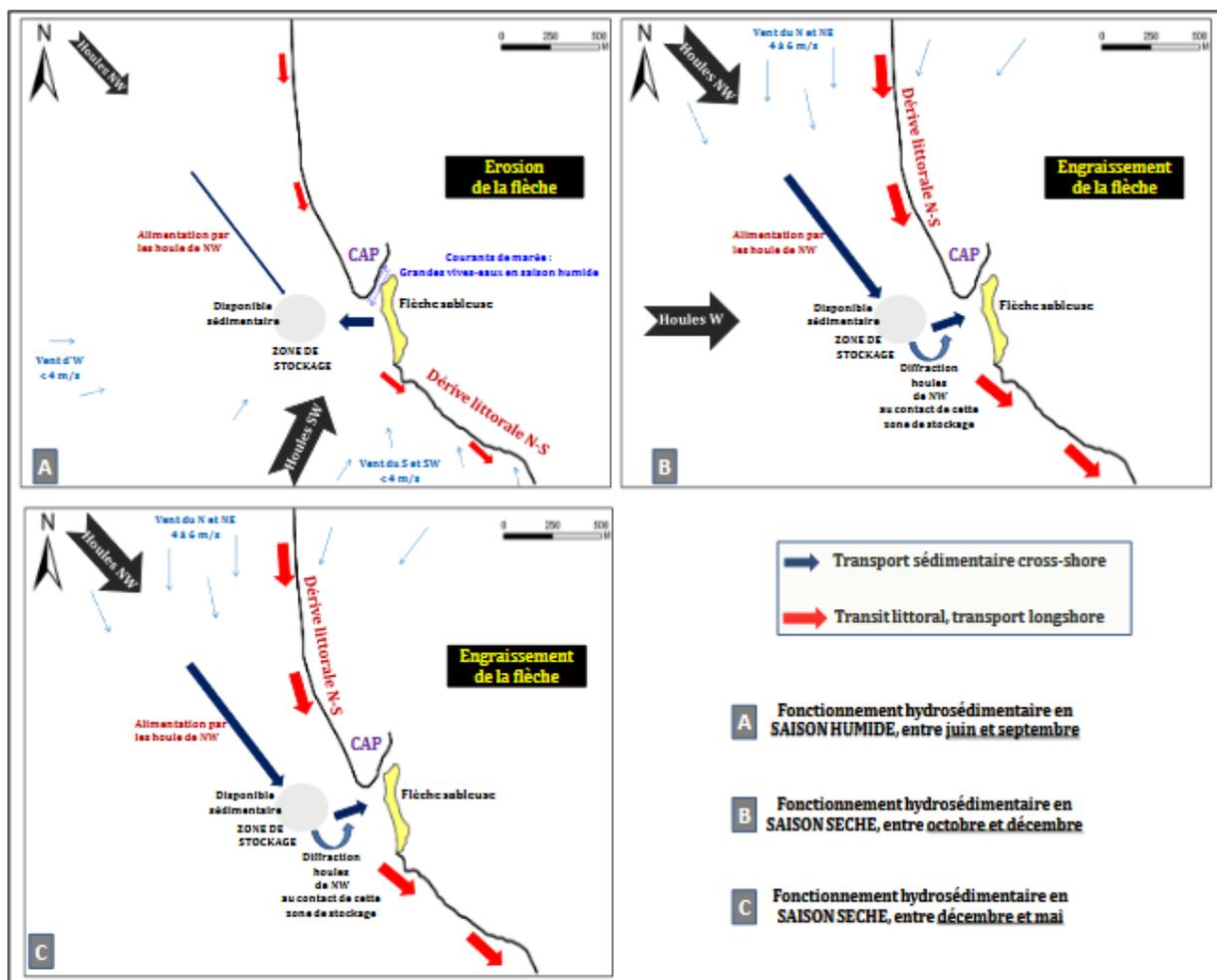


Figure 2.18. Schéma du cycle sédimentaire au niveau de l'embouchure de la Somone : A. phase d'érosion / B. & C. phase d'engraissement. (D'après, Sakho, 2011).

L'évolution pluri décennale du littoral dans le secteur de l'embouchure de la Somone entre 1946 et 2006 montre une forte dynamique (Sakho, 2011). Ainsi, la période de 1946 à 1954, est marquée par un épaissement du cordon et un allongement de la flèche vers le Nord (Figure 2.19 A&B). En 1974 (Figure 2.19 C) survient une inversion du sens de migration de la flèche et la formation d'une nouvelle flèche orientée vers le sud entraînant ainsi le déplacement de l'embouchure de la Somone vers le sud. En 1978 (Figure 2.19 D), cette nouvelle flèche a disparu et la flèche précédente a repris sa migration vers le nord. La situation en 1989 indique un dégraissage du cordon sableux dans sa partie nord et un engraissement au niveau de l'embouchure matérialisé par une forme en « coude » (Figure 2.19 E). La carte de 1999 montre un engraissement important sur tout le cordon sableux à l'exception de l'extrémité sud marquée par des zones en érosion (Figure 2.19 F). Cette année-là présente une spécificité morphologique par rapport à toute la période d'analyse. Elle se caractérise par la formation d'un delta de jusant mais aussi d'une petite flèche au Sud de l'embouchure avec une orientation N-S (Figure 1.19 F). En comparant les cartes de 1999 et 2006 (Figure 2.19 E & F), on observe que le cordon sableux a connu une dynamique morpho-sédimentaire importante. L'épaisseur du cordon en 1999 est deux fois supérieure à celle de 2006 surtout sur le cordon nord (Sakho, 2011).

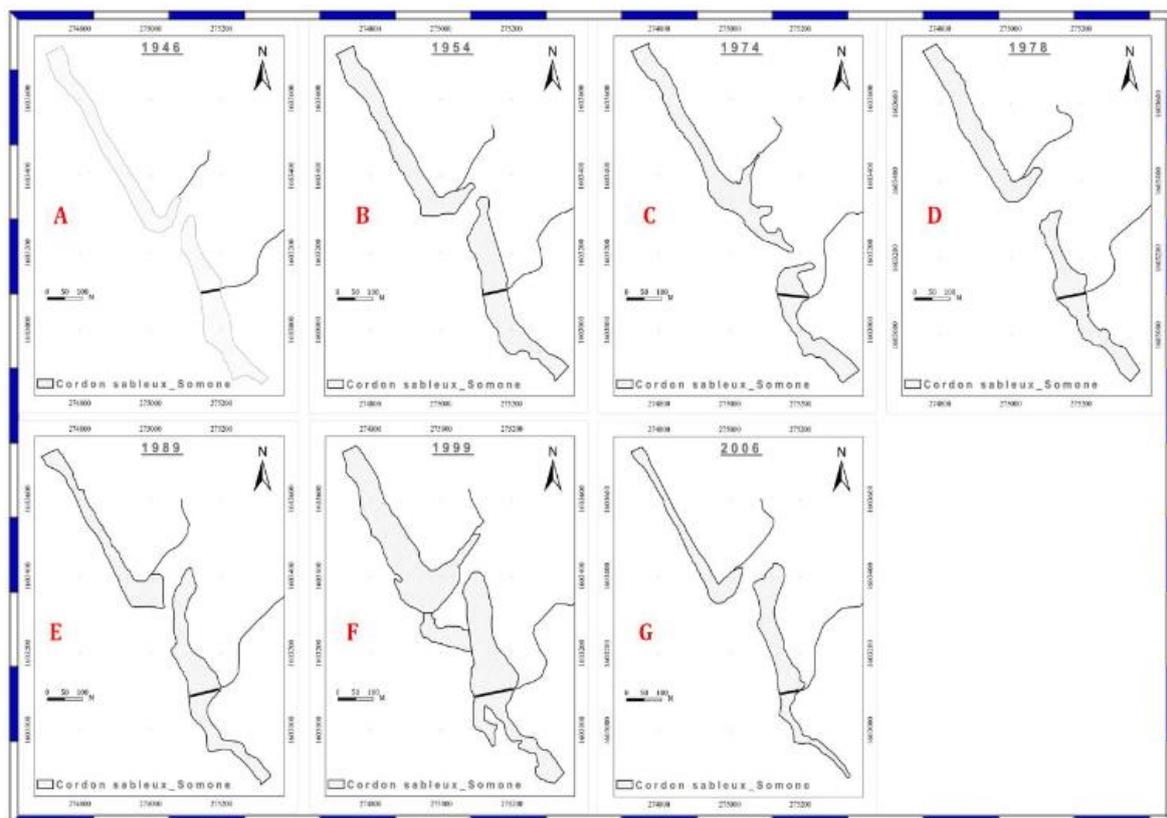


Figure 2.19. Evolution temporelle du littoral de la Somone entre 1946 et 2006 (Sakho, 2011).

Sakho (2011) a montré que la morphodynamique de l'embouchure de la Somone (adossée à l'évolution de sa flèche) modifie l'hydrodynamique de l'ensemble du système lagunaire à travers une restructuration des chenaux de marées (mineurs et majeurs). La figure 2.20 ci-dessous présente une comparaison entre les années 1974 et 2006 de la morphologie à l'embouchure (figure 2.20, haut) et les caractéristiques des chenaux (figure 2.20, bas).

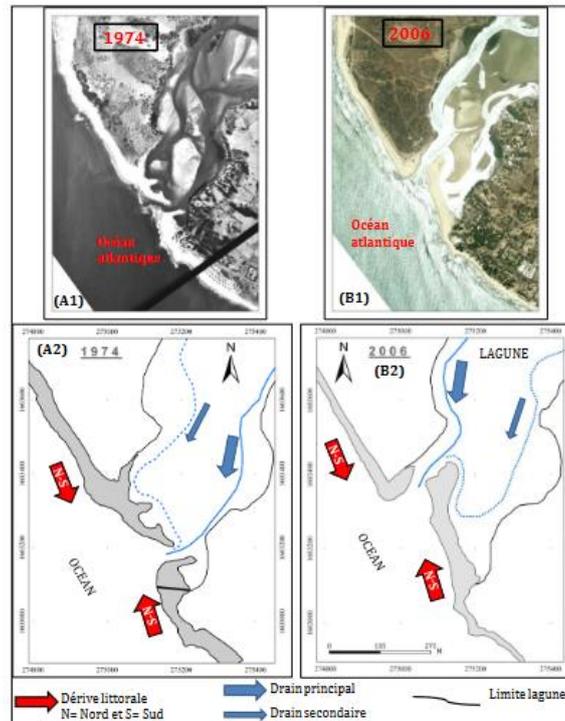


Figure 2.20. Photographies (A1, B1) et cartographies (A2, B2) diachroniques (1974 et 2006) de l'embouchure de la Somone (Sakho, 2011).

La situation observée en 1974 (Figure 2.20 A1 & A2) qui se caractérise par une inversion du sens de migration de la flèche, semble être exceptionnelle avec un transit Nord-Sud qui aurait favorisé la formation de cette nouvelle flèche dirigée vers le SSE (Figure 2.20 A2). La morphologie en 2006 illustre la réorganisation des drains et la restructuration des bancs sableux internes (Figure 2.20 B1). Le chenal principal est au Nord (Figure 2.20 B2) et celui mineur au Sud (situation à l'inverse de 1974). Cette morphologie de l'embouchure observée en 2006 est similaire à celle de 1946 (Sakho, 2011). L'observation de la morphologie de l'embouchure sur la base de l'imagerie satellitaire (Landsat et Sentinel 2), montre que le système présentait déjà depuis 2003 (Mai) cette configuration observée par Sakho (2011) en 2006 et elle est restée similaire jusqu'à aujourd'hui (2023).

Des épisodes d'isolement de la lagune de la Somone sont survenus à la suite des comblements, dont la première fermeture a eu lieu entre 1967-1969 puis la seconde en 1987 (Sakho, 2011 ; Sakho et al., 2011). Pendant ces périodes de fermeture de l'embouchure,

l'écosystème de la Somone est déconnecté de la mer et les apports d'eau marine n'arrivent plus dans l'estuaire. Le milieu devient confiné (Cooper, 2001 ; Sakho, 2011) accentuant ainsi les processus d'hypersalinisation, conditions fatales pour le développement et la survie des espèces de mangrove, les Rhizophora en particulier. Le mécanisme de comblement serait naturel, par progression de la flèche sableuse vers le Nord. Contrairement aux années 1967 et 1969 sans la quasi information, la fermeture qui a eu lieu en 1987 serait survenue suite à une grosse tempête caractérisée par des houles de Nord-Ouest de fortes amplitudes (2,5 à 3,5 m, Diaw, 1997). L'évènement de comblement de Février 1987 conforterait bien les conclusions de Sakho (2011), qui prévoient une accrétion en saison sèche (Février) sous un régime de houles de Nord-Ouest (Figure 2.18-C). La réouverture de l'embouchure a été assurée à chaque fois par le service du Génie Militaire (Sénégal) à travers des opérations de dragage (Kaly, 2001, Sakho, 2011).

Mangrove

La mangrove est l'unité morphologique la plus singulière de cet écosystème côtier. Cette unité principale détient une valeur économique et écologique énorme. Environnement biotique parmi les plus productifs, elle constitue un milieu de frayère pour beaucoup d'espèces aquatiques. Le peuplement actuel de la mangrove de la Somone est le résultat couplé entre la repousse naturelle et un reboisement important (Sakho, 2011, Sakho et al., 2011). La dynamique spatio-temporelle des surfaces occupées par la mangrove entre 1946 et 2006 proposé par Sakho (2011) présente : (i) une diminution entre 1946 à 1978, (ii) une mangrove presque inexistante entre 1978 et 1989, et (iii) une augmentation de leur surface entre 1989 et 2006. La forêt de mangrove a une structure très complexe (Mazda, 1995), notamment à travers ses pneumatophores, ses troncs et ses feuilles. L'observation spatiale de la mangrove en 2006 est assez similaire à la répartition spatiale de la mangrove actuelle (2023). De nombreuses études ont observé une modification de l'hydrodynamique en présence de la mangrove (Mazda et al. 1995 ; Aucan et Ridd. 2000 ; Horstman et al. 2021). Cette dernière favorise la distorsion de l'onde de marée et un développement d'une asymétrie le plus souvent dominée par le jusant. Ainsi, l'évolution très marquée du couvert végétal de la mangrove (Figure 2.21) dans la Somone pourrait impacter la dynamique de la marée et de ce fait les autres unités morphologiques du système lagunaire parmi lesquelles la flèche sableuse à l'embouchure, les différents deltas (delta de flot, delta de jusant) et autres bancs de sable. L'impact de la mangrove sur l'hydrodynamique fait l'objet du chapitre 4 de cette thèse (Samou et al., 2023b).

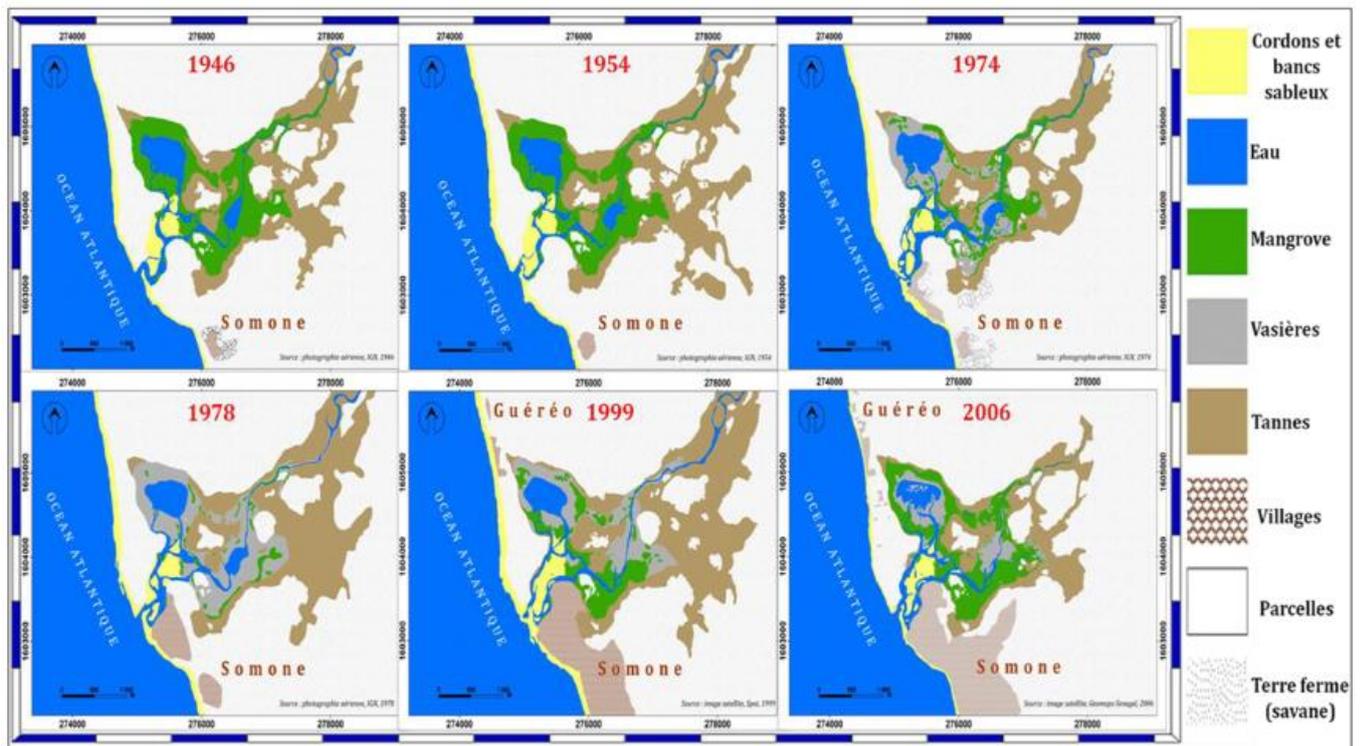


Figure 2.21 Cartographie de l'évolution spatio-temporelle des unités morphologiques de l'écosystème de la Somone (1946-2006) (Sakho, 2011)

La mangrove dans la lagune de la Somone est composée principalement de : *Rhizophora mangle* et d'*Avicennia africana*. Elle est dominée par les *Rhizophora* et les *Avicennia* peu nombreux sont à la lisière des tannes (Sakho et al., 2011).

Tannes

Les tannes sont observées dans la partie E et NE du bassin versant de la Somone (Figure 2.21). Ce sont des terrains dénudés à efflorescences salines où un tapis herbacé essentiellement composé d'espèces halophiles est susceptible de se développer. Ces terrains sont recouverts exclusivement par les marées de vives-eaux ou les eaux issues des pluies. Ces tannes découlent d'une évolution géomorphologique du substrat, mais aussi de la dégradation de l'écosystème (Sakho et al., 2011).

Vasière

La vasière est constituée de dépôts qui recouvrent la lagune par endroit. Cet alluvionnement résulte du remodelage des berges et des apports sédimentaires fins provenant de l'amont de la rivière. Cette unité joue un rôle pivot dans l'alimentation des oiseaux aquatiques dans la lagune. Elle est aussi le substrat qui supporte facilement la mangrove (les espèces *Rhizophora sp.* et *Avicennia sp.*) et sa superficie est soumise à l'évolution de l'estran (Sakho et al., 2011).

2.5. Physico-chimie, pédologie et sédimentologie de la lagune de la Somone

Physicochimie

Les mesures de températures à la surface de l'eau entre la saison sèche (Janvier-2010) et la saison humide (Aout-2009), montrent que les eaux de la Somone (« *shallow waters* ») sont chaudes en saison humide avec un maximum de 31°C (Sakho, 2011). La température minimale correspondante à cette même saison est de 26°C. La température des eaux en saison sèche est comprise entre 20 °C et 28 °C et présente un gradient croissant amont-aval. L'écart entre les saisons montrent que les eaux de période humide sont plus chaudes de 3° à 6°C comparées à la période sèche, cela découle de la forte température de l'air (~30°C en moyenne en période humide, Sakho, 2011).

Les observations de la salinité de surface dans la lagune de la Somone montrent que pendant sept mois environ, de janvier à juillet, le gradient est inverse, marqué par une augmentation de la salinité d'aval en amont (Sakho, 2011). Sur cette période, elle varie de 35 g/l à l'embouchure à 42 g/l à 4 km en amont. Couplé à l'évaporation, l'inversion du gradient de salinité est surtout exacerbée par l'absence d'apport d'eau douce de surface par la rivière de la Somone. A partir d'août jusqu'au mois de novembre, le gradient devient normal avec une diminution de la salinité vers l'amont. La salinité varie de 35 g/l à l'embouchure à 14 g/l à 4 km dans la zone en amont (Sakho, 2011). La dilution dans la lagune repose sur les apports en eau douce par l'intermédiaire de la pluie (élevée à partir d'Août) et de la nappe qui est sub-affleurante dans cette zone de cuvette. Ainsi, la classification de la lagune de la Somone suivant le critère de salinité, permet de conclure que, la Somone est un écosystème mixte caractérisé par un double fonctionnement (Sakho, 2011). Elle est inverse à 70% du temps (décembre à juillet) et normal à seulement 30% (août à novembre). L'analyse physico-chimique des sédiments met en évidence un milieu acide et réduit où les processus diagénétiques se font en anaérobiose (Sakho, 2011). Ces processus diagénétiques se font essentiellement dans les 10 premiers cm du sédiment, sur du dépôt récent (de 1954 à 2010). Les faibles teneurs des sédiments en carbone organique total, < 4 %, témoignent de la faible production de la mangrove en matière organique car il s'agit d'une mangrove jeune et de forme rabougrie (Sakho, 2011). L'absence d'apports terrigènes, le faible taux de sédimentation, donc faible contribution de la matière organique d'origine marine, expliquent également ce faible pourcentage en Carbone Organique Total (COT) dans les sédiments. La matière organique des sédiments de la Somone est donc d'origine ligno-cellulosique. Ainsi,

La contribution de l'écosystème de mangrove de la Somone dans le processus de stockage du carbone organique est faible (Sakho, 2011).

Pédologie

Du point de vue pédologique, Kaly (2001), Sakho (2011), Sakho et al. (2011) et Tropis (2021) observent dans la lagune de la Somone différents types de sols. Sur les vasières récentes, les sols sont peu évolués d'aspect hydromorphe sur vases argileuses. Sur les tannes vives, on observe des sols halomorphes généralement salins acidifiés. A l'arrière de tannes sableuses constituées de sols hydromorphes à gley, on rencontre des sols plus organiques semi-tourbeux de même que des sols de type ferrallitique. Sur les vasières dénudées, il existe des sols halomorphes salins acidifiés sur argiles dominantes. Ils ont une texture variable et présentent plusieurs horizons. Sous les palétuviers, les sols sont hydromorphes organiques moyennement tourbeux avec des sols halomorphes. Les dépôts sableux semblent dominer aujourd'hui le décor de la lagune de la Somone surtout dans les zones proches de l'embouchure (Kaly, 2001 ; Sakho, 2011 ; Sakho et al., 2011). Ces dépôts sableux d'âge quaternaire sont constitués par les bancs sableux qui forment des bouchons sédimentaires à l'entrée de la lagune et le cordon littoral vif qui sépare la lagune de l'océan.

Sédimentologie, Caractérisation spatial de la granulométrie

La couverture sédimentaire de la lagune Somone telle que proposée par Sakho (2011), s'appuie sur le critère de la médiane. La représentation de la médiane de sédiment indique un granoclassement décroissant de l'embouchure vers la lagune et vers l'estuaire suivant l'axe des chenaux (Figure 2.22).

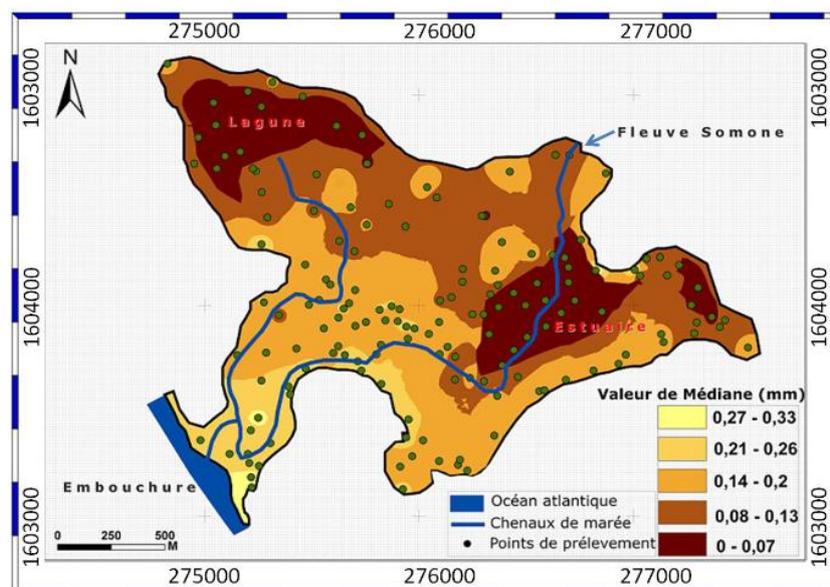


Figure 2.22 Carte de la médiane des sédiments de l'écosystème de la Somone (saison sèche 2008), (D'après Sakho, 2011)

Les valeurs de médiane des sédiments à l'embouchure sont comprises entre 0,2 et 0,3 mm alors que dans la lagune et dans l'estuaire, elles sont de l'ordre de 0,07 mm (Figure 2.22). Ainsi, cette distribution spatiale des sédiments dans l'écosystème présente deux zones caractéristiques du système laguno-estuarien de la Somone : (1) la zone ouverte, hydrodynamiquement active située à l'embouchure, où les sédiments sont essentiellement sableux avec un mode dans les sables moyens (0,25 – 0,4 mm) ; (2) la zone abritée, la lagune et l'estuaire, est caractérisée par des conditions hydrodynamiques calmes, où les sédiments sont essentiellement vaseux ($< 0,063$ mm) à plus de 50 % (Sakho, 2011). Cette caractérisation granulométrique est corroborée plus tard par les observations de Sow et al., 2018.

Les processus hydrosédimentaires sont particulièrement importants à l'embouchure (Sakho, 2011) avec des courants de l'ordre de 1.5 m/s (Samou et al., 2023b). Par contre ces processus hydrosédimentaires sont plus faibles en amont du système et les apports sédimentaires seraient essentiellement d'origine marine du fait d'un écoulement fluvial inexistant confirmé par les différences granulométriques entre les sédiments du lit de la rivière, sableux à plus de 93 %, contre 5 % de silts et 2 % d'argiles et les sédiments de la vase silto-argileux à plus de 70 % (Sakho, 2011). A l'échelle annuelle dans l'écosystème laguno-estuarien de la Somone, ce gradient sédimentaire reste stable et le remaniement interne qui est forcé par le vent et la marée, semble être le processus hydro-sédimentaire dominant (Sakho, 2011). Le taux de sédimentation en amont du système est faible, 2 à 3 mm par an. Le système lagunaire de la Somone est essentiellement sous contrôle tidal et le remaniement interne est le processus hydro-sédimentaire dominant. En conclusion, la lagune de Somone est un écosystème côtier aux équilibres très fragiles (Sakho, 2011), et il devient nécessaire d'étudier les principaux forçages de dynamique rapide de ce système, comme la marée et les vagues, afin de déduire l'impact de ceux-ci sur l'évolution morphodynamique.

Résumé :

Située dans le domaine tropical, la zone d'étude présente comme substratum géologique des formations argilo-gréseuses du Maëstrichtien. A sa frontière Nord, elle est encadrée par les formations argilo-marneuses de l'Eocène et au Sud par les formations calcaires du Paléocène. Le système laguno-estuarien de la Somone s'est mis en place à l'Holocène. Le climat à la Somone est de type sahélo-soudanien, montrant deux saisons fortement contrastées. La saison sèche est très longue, s'étendant sur 7 mois (novembre à mai), alors que la saison humide est courte et ne dure que 5 mois (juin à octobre). Les précipitations maximales sont enregistrées en Août avec une forte variabilité interannuelle et une alternance entre décennies de sécheresse et retour de la pluviométrie avec des conséquences directes sur le débit de la rivière de la Somone. Le régime de saison sèche est caractérisé par la prédominance des vents du Nord et du Nord-Est. Le régime de saison humide est plutôt marqué par des vents d'Ouest et de Sud-Ouest. L'ensemble de ces régimes (vents, précipitations) connaît une évolution spatio-temporelle forcée par le balancement de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). Les implications sur la circulation marines sont nombreuses, avec une alternance dans les régimes de houles, une saisonnalité de l'upwelling côtier (dominant sur la Petite Côte) et un contraste dans le transport sédimentaire côtier marqué par une inversion du transit. Les 4 différents régimes des houles sur le littoral sont : les houles de Nord-Ouest et les houles de Sud-Ouest, les houles d'Ouest et les houles liées aux alizés. Les houles de Nord-Ouest se manifestent en saison sèche et induisent une dérive littorale principale dirigée vers le Sud. Les houles de Sud-Ouest, présentes qu'en saison humide, entraînent une dérive littorale inverse dirigée vers le Nord. Pour les 2 autres régimes : les houles d'Ouest, bien qu'épisodiques, entraînent parfois de fortes anomalies positives de la SLA et des événements de submersion sur le littoral ; et les houles émanant des alizés à la fois du Nord et du Sud sont fonction de la fréquence et de l'amplitudes de ces vents. Le fonctionnement hydro-sédimentaire de la lagune de Somone est essentiellement fonction de la saison. La direction de migration des flèches sableuses du Sénégal se fait principalement dans le sens de la dérive littorale dominante dirigée vers le Sud. La spécificité de la lagune de la Somone est celle d'une flèche sableuse à l'embouchure dirigée vers le Nord, dans le sens contraire à la dérive littorale générale. La marée est type semi-diurne avec un régime micro-tidal. Cette dernière est symétrique au large et les courants tidaux assurent par l'intermédiaire des chenaux très peu hiérarchisés, la dynamique de l'eau et des sédiments dans l'ensemble du système laguno-estuarien. Les apports en débits d'eaux douces par la rivière Somone sont inexistantes et le gradient de salinité est inverse la majeure partie de l'année. Les apports en eau douce, observés pendant la période d'étude (2019-2022) se font par les précipitations et la résurgence de la nappe, bien que cette dernière soit difficile à quantifier. La mangrove est la principale unité morphologique de la lagune, suivie de la flèche sableuse à l'embouchure. La mangrove est à dominance de *Rhizophora* et les plants d'*Avicennia* sont peu nombreux et se situent à la lisière des tannes. Sur la base de l'ensemble des caractéristiques relevées pour le système laguno-estuarien de la Somone, il en ressort que le système est aujourd'hui exclusivement dominé par la marée (par rapport aux vagues) et son évolution reposerait sur celle de sa mangrove et sa flèche sableuse à l'embouchure, deux unités dont l'impact potentiel sur l'hydrodynamique est fort.

CHAP 3.

METHODOLOGIE D'ACQUISITION ET DE TRAITEMENT DE DONNEES ET CHOIX DES MODELES NUMERIQUES ADAPTES

Dans le cadre de cette recherche, de nombreuses campagnes de mesures ont été effectuées dans le système lagunaire de la Somone afin de collecter des données de morphologie (topographie/bathymétrie), d'hydrodynamique et d'échantillons sédimentaires. Le matériel utilisé dans chacune des activités de mesure fût adéquat dans l'ensemble même si quelques difficultés techniques ont été rencontrées. Par exemple, au cours de certaines campagnes, des arrêts inopinés d'enregistrements ont été remarqués sur certains instruments (défaillance du système, manque d'autonomie, etc.), ou encore les conditions hydrodynamiques observées ne correspondaient pas aux prévisions faites durant la planification de campagnes. Néanmoins, les diverses informations collectées au cours de 4 campagnes de topographie/bathymétrie ; 2 campagnes de mesures sédimentaires et 3 campagnes de mesures hydrodynamiques alternent haute et basse fréquence (d'enregistrement). Elles ont été par conséquent suffisamment satisfaisantes pour répondre au besoin de la présente recherche. Après avoir adopté la démarche pour l'acquisition de terrain, une méthodologie globale a été mise sur pied pour la réalisation du projet de recherche. Elle regroupe à la fois : (1) les informations librement accessibles sur le site de l'étude (données bathymétriques, topographiques, atmosphériques, marégraphiques, de bouée amarrée et de données de modèles préexistants), (2) les observations in situ collectées dans le cadre de cette thèse et (3) l'implémentation et la validation de modèles numériques. La première partie de ce chapitre présente les différentes techniques adoptées durant les observations de terrain visant à déployer des instruments de mesure dans la lagune de la Somone. La seconde partie fournit l'approche méthodologique utilisée dans l'analyse des données collectées. La troisième section de ce chapitre présente l'ensemble des sources additionnelles de données qui seront mises à profit dans le cadre de cette recherche. Finalement, en dernière partie dans ce chapitre, la section 4 donne un aperçu de la plateforme de modélisation numérique définie pour la réalisation de cette recherche.

3.1. Expérimentation de terrain

3.1.1. Stratégie globalement adoptée

Pour les besoins de ce projet de recherche, un important pan a été consacré à l'acquisition des données d'observation dans le système lagunaire de la Somone. La toute première mission de terrain a consisté à une prospection globale du site d'étude, pour essayer de voir une potentielle évolution des différentes unités morphologiques telle que décrite une décennie plutôt par Sakho (2011), Sakho et al (2011a), Sakho et al (2011b), Sakho et al. (2015), et Faye et al (2019). Cette mission avait pour objectifs : (1) de se familiariser avec la lagune, et (2) de sélectionner de potentielles zones (stations de mesures) propices pour les futures observations de terrain. A l'instar de cette campagne, plusieurs autres missions sur le terrain ont consisté au suivi du matériel, retrait des enregistrements dans les instruments et leur redéploiement. A cause du nombre trop important de missions réalisées (plus d'une dizaine), nous nous limiterons aux campagnes ayant permis de produire des données utilisées dans cette thèse. Ainsi, 6 campagnes majeures ont été effectuées dans la lagune de la Somone visant à collecter des données de morphologie (topographie/bathymétrie), hydrodynamique (marée, vagues) et enfin des paramètres décrivant les sédiments (non cohésifs). Chaque mission a été effectuée sur la base d'un protocole proposé par le doctorant et validé par l'équipe de supervision. L'objectif principal était d'acquérir des observations nécessaires à la compréhension de la morphodynamique au niveau de l'embouchure, en s'appuyant plus tard sur une approche couplée observation/modélisation numérique. Au terme des différentes missions de terrain, les objectifs spécifiques étaient : 1) la caractérisation des conditions hydrodynamiques (marée et vagues) nécessaires pour reproduire par modélisation la circulation dans l'ensemble du système lagunaire ; 2) la caractérisation de la texture et de la granulométrie des sédiments ; et 3) la caractérisation de l'évolution morphologique à court terme à l'embouchure. La base de données obtenue à l'issue de l'ensemble des missions de terrain a été renchérie, car la présente recherche bénéficie d'autres sources d'observations hydrodynamiques et bathymétriques, portées par de précédents projets de recherches (ex : Laboratoire Mixte International ECLAIRS) et des bases de données permanentes en accès libre (ex : GEBCO, PMSL pour le marégraphe du port de Dakar) sur le littoral du Sénégal. La chronologie des principales activités de terrain et la caractérisation du type d'observation mené au cours de chaque campagne sont consignées dans le **Tableau 3.1**.

Tableau 3.1. Planning global des activités de terrain et parties prenantes.

CHRONOLOGIE	CAMPAGNES	OBSERVATIONS EFFECTUEES	INSTITUTIONS PARTICIPANTES
10 au 13 Mars 2019	Campagne 1	Topographie (flèche sableuse à l'embouchure)	UCAD UAM
22 au 24 Juin 2019	Campagne 2	Topographie (flèche sableuse à l'embouchure)	UCAD UAM
Dèc 2019 – Sept 2020 Impossibilité de se déployer sur le terrain dû à la crise sanitaire (la pandémie au CoviD-19), causant une modification importante du planning des observations <i>In Situ</i> et de la recherche dans sa globalité.			
20 Oct – 05 Nov 2020	Campagne 3	Topographie/Bathymétrie Hydrodynamique (haute fréquence) Morphométrie (Végétation de mangrove) Sédimentaires (Echantillonnage)	UCAD LRUniv UAM TTSM CSE
01 Déc 2020 – 08 Août 2021	Campagne 4	Hydrodynamique Sédimentaires (Echantillonnage)	UCAD, LRUniv, UAM
23 Août – 02 Sept 2021	Campagne 5	Morphométriques (topographie) Sédimentaires (Echantillonnage)	UCAD, LRUniv, UAM
25 Sept – 02 Oct 2022	Campagne 6	Morphométriques (Les chenaux principaux de la lagune) Hydrodynamiques (Tentative de capture d'un événement de houle longue liée à la tempête tropicale Fiona)	UCAD LRUniv UAM

Le bon déroulement des observations de terrain a été garanti grâce au concours de plusieurs institutions universitaires et de recherches directement liées au projet WACA-FFEM et parfois par la sollicitation de prestataires techniques privés. Ainsi, à travers l'appui financier octroyé par le Centre de Suivi Ecologique (CSE) de Dakar à travers le projet WACA-FFEM, l'ensemble des universités partenaires, dont l'Université Amadou Mahtar Mbow (UAM) à Diamniadio, l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar (UCAD) et la Rochelle Université (LRUniv) ont assuré le suivi et la concrétisation des missions d'observation. En ce qui concerne les interventions par le biais des prestations, la bathymétrie au large de la

Somone et le long des principaux chenaux de la lagune a été effectuée par l'opérateur TTSM (Tous Travaux Sous-Marins). Ladite bathymétrie a été couplée à une topographie réalisée simultanément par un second opérateur topographe.

3.1.2. Topographie et bathymétrie

A travers la bathymétrie et la topographie, la morphologie est un paramètre crucial pour la compréhension de l'évolution dynamique notamment en milieu très peu profond, c'est le cas pour la lagune de la Somone. La modélisation hydro-sédimentaire au premier ordre dépend de la qualité de ce paramètre. Connaissant le caractère très dynamique de l'embouchure de la lagune de la Somone et notamment de sa flèche sableuse en aval, plusieurs observations ont été planifiées afin de suivre l'évolution morphologique à l'échelle trimestrielle de cette embouchure (Mars 2019, Juin 2019, voir **Tableau 3.1**). Ce suivi n'a finalement plus été possible suite à l'avènement de la pandémie du CoviD-19, qui a engendré un réaménagement de tout le planning de la thèse. Par conséquent, la suite des observations de morphologie a été spatialement réorientée sur l'étendue de la lagune (**Figure 3.1**).

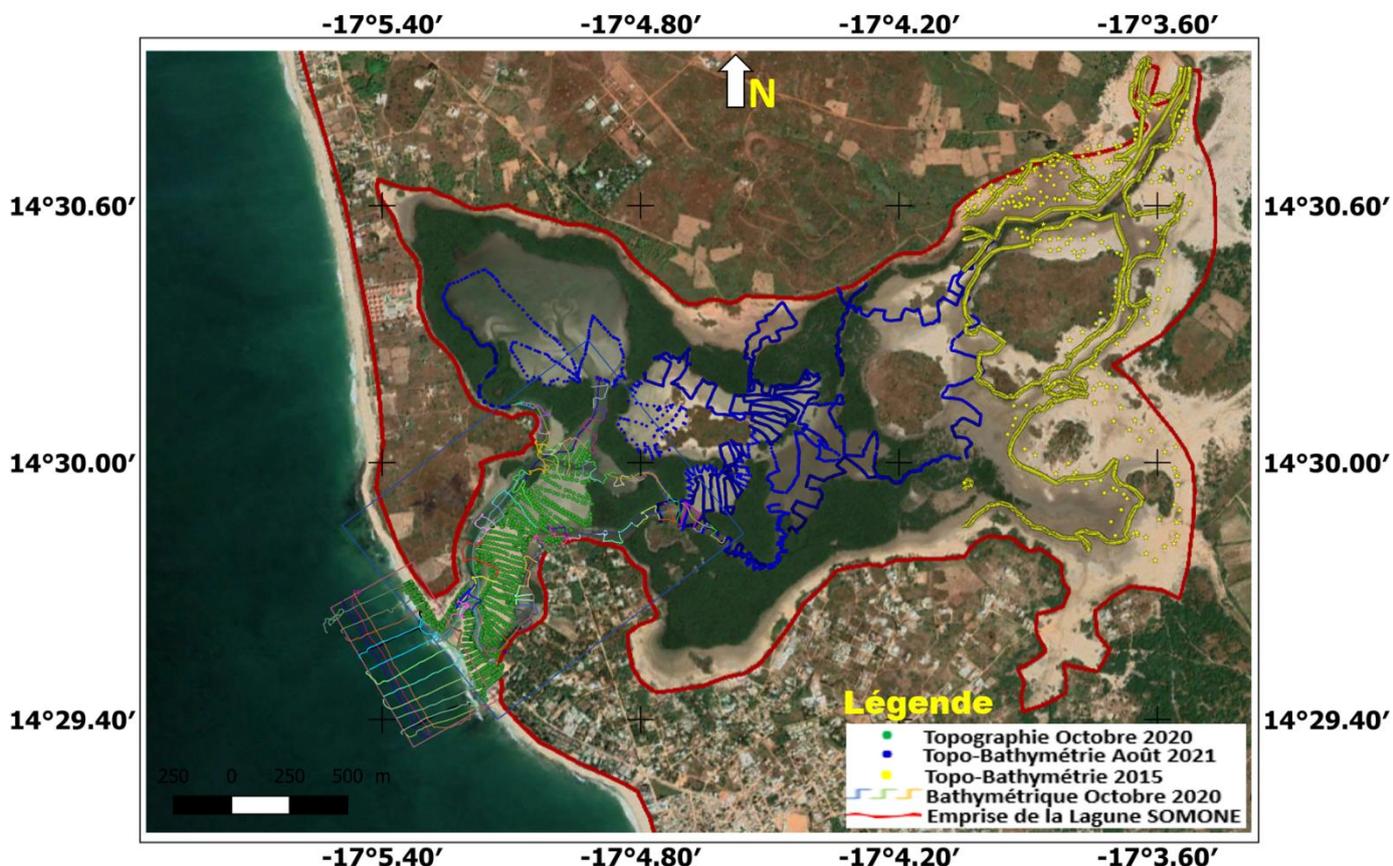


Figure 3.1. Emprise globale de la lagune de la Somone observée suivant l'ensemble des points de mesure de topographie et de bathymétrie (les levés de 2015 proviennent de l'étude du projet de draguage de la lagune).

❖ Bathymétrie

La caractérisation de la bathymétrie a été réalisée au niveau de : (1) la lagune de la Somone, notamment ses principaux chenaux, (2) l'embouchure et enfin (3) une zone en mer en face de la lagune large de 500 m et longue de 300 m depuis la plage. Les levés bathymétriques ont été réalisés sur la période du 20 au 22 Octobre 2020 durant la Campagne 3 (**Tableau 3.1**). Un échosondeur monofaisceau de modèle CEESCOPE a été utilisé (**Figure 3.2-A**). Ce sondeur mobilisé est bi-fréquence (33 KHz, 200KHz), fixé à l'arrière d'un jet ski (moteur 60 CV) à l'aide d'un support conçu spécialement pour le jet ski (**Figure 3.2-B**). Pour des besoins de communication, l'antenne GPS du système est installée au-dessus du sondeur. Comme moyen nautique, le relevé a été effectué avec un jet ski, qui correspond au type d'embarcation le plus adapté compte tenu des conditions souvent dangereuses à la Somone et plus précisément à l'embouchure. En ce qui concerne les références horizontale et verticale, l'acquisition et le positionnement des données bathymétriques ont été faits avec des corrections RTK en temps réel à l'aide d'une station de référence Trimble SPS855. Toutes les données planimétriques sont référencées par rapport à l'ellipsoïde WGS84 et la projection UTM 28N. Le modèle de géoïde EGM2008 a été utilisé pour la référence altimétrique des données. Le point de référence présenté à la **Figure 3.2-C**, admet comme caractéristiques en coordonnées WGS84 : la latitude $14^{\circ}29'33.33366''$ N et la longitude $17^{\circ}05'6.46430''$ W, la hauteur ellipsoïdale est de 34,852 m et sa correspondance en hauteur de géoïde est 30,204 m (ondulation EGM2008).



Figure 3.2. Instruments déployés durant les levés bathymétriques dans la lagune de la Somone, (**A**) un échosondeur monofaisceau à bi-fréquence (modèle CEESCOPE) ; (**B**) un jet-ski flexible (moyen nautique) pour les levés, (**C**) une station de référencement (munie d'un DGPS (RTK-GNSS) et d'une antenne relais).

Le logiciel hydrographique HYPACK 2020 a été utilisé pour l'acquisition des données bathymétriques. Tous les paramètres géodésiques ont été configurés dans le logiciel (WGS84, UTM28N). Les hauteurs ellipsoïdales ont été transformées en profondeurs à l'aide du géoïde EGM2008. Les mesures de célérité ont été effectuées avec un célérimètre AML.

Tableau 3.2. Equipement employé pour les mesures de bathymétrie

Service	Equipment
Moyen nautique	Jet ski Yamaha
Echo-sondeur	Sondeur bi-fréquence CEESCOPE
Système de positionnement	Trimble SPS855
Corrections GNSS	RTK
Logiciel d'acquisition	HYPACK 2020
Célérité	Célérimètre AML
Logiciel de post-traitement	HYPACK 2020

❖ Topographie

Plusieurs campagnes de topographie ont aussi été réalisées durant la thèse, dont celle menée en concomitance avec la bathymétrie (**Figure 3.3**). L'ensemble des levés de topographie ont été effectués grâce à un DGPS (RTK GNSS) et afin d'éviter des reprojections, les levés de topographie utilisent la même référence que celle de la bathymétrie (**Figure 3.2-C**) et de même pour l'ensemble des systèmes de coordonnées.

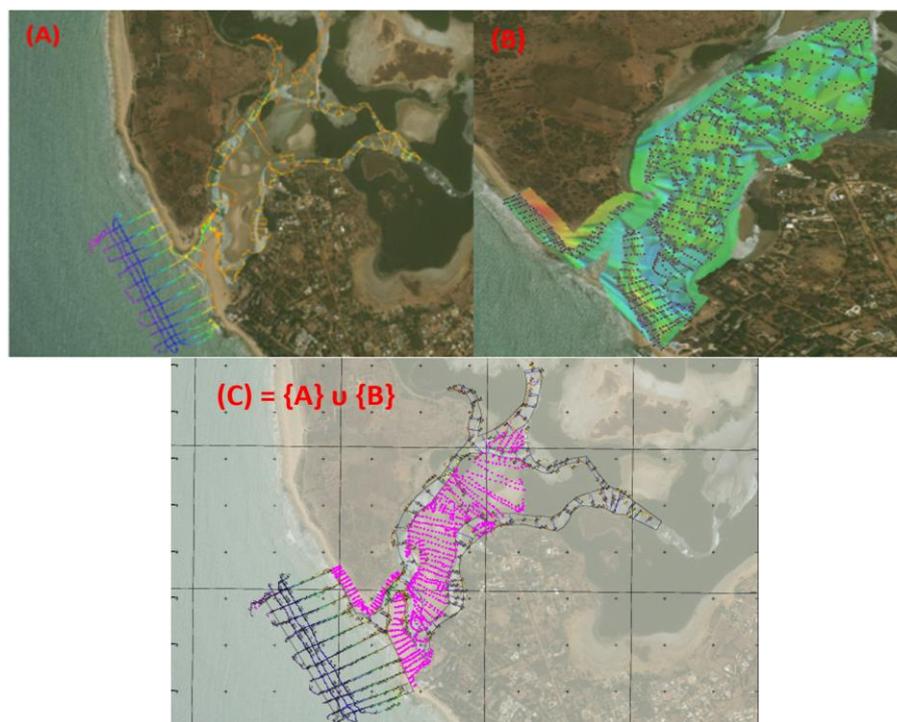


Figure 3.3. Observation de la morphologie dans la lagune de la Somone, indiquée par les transects définis pour les mesures de bathymétrie (**A**), les points de levés de topographie (**B**), dont la combinaison (**C**) donne l'étendue du domaine de mesure en Octobre 2020 (Campagne 3).

Les premières observations de l'hydrodynamique suggéraient le développement d'une asymétrie de la marée dans la lagune. Il a donc été décidé de compléter les observations de topographie/bathymétrie sur toute la partie amont de la lagune, majoritairement occupée par la mangrove et des vastes espaces intertidaux, car ceux-ci sont susceptibles d'impacter la propagation de la marée. En amont, la profondeur d'eau est très faible et il est quasi impossible de réaliser les levés de bathymétrie avec une embarcation, sauf durant les grandes vives eaux. L'option a été de réaliser en marée basse à partir d'un DGPS des levés dans toutes les zones accessibles comme présenté sur la **Figure 3.1**, obtenus durant la campagne 5 (Tableau 3.1). Malgré l'écart de ~ 1 an entre les **campagnes 3&5 (Figure 3.1)**, le faible taux de sédimentation ~ 2 mm/an obtenu par [Sakho \(2011\)](#) permet de combiner les données des deux campagnes car ces évolutions sont lentes et aboutissent à des différences que l'on considère acceptables. L'inaccessibilité dans certaines zones en amont durant les levés, a été principalement liée à la perte du signal par le DGPS à proximité et à l'intérieur des forêts de mangrove ou encore dans les zones extrêmes vaseuses qui créaient un enfouissement au passage. Une estimation de la topographie/bathymétrie dans ces milieux inaccessibles s'est faite sur la base de la méthode des lignes d'eaux proposée par [Khan et al., 2019](#). Cette estimation n'émane pas d'observations directes mais se fait sur la base d'images satellitaires et sera présentée dans la **Section 3.3**.

3.1.3. Hydrodynamique (marée, vagues)

L'étude de la circulation sur la Petite Côte et localement dans la lagune de la Somone a été un point central au cours de cette recherche. Afin de caractériser les vagues et la marée dans ce système lagunaire, des enregistrements de pressions et de courants ont été effectués au cours des différentes missions (**Tableau 3.1**) : **campagne 3** (20 Oct – 05 Nov 2020), **campagne 4** (01 Déc 2020 – 08 Août 2021) ; **campagne 6** (25 Sept – 02 Oct 2022). En ce qui concerne le choix des stations d'observation, la sélection repose sur la capacité du milieu à assurer un enregistrement de qualité et à garantir la sûreté du dispositif d'enregistrement. La localisation de l'ensemble des sites d'observation au cours des différentes campagnes est présentée dans la **Figure 3.4**.

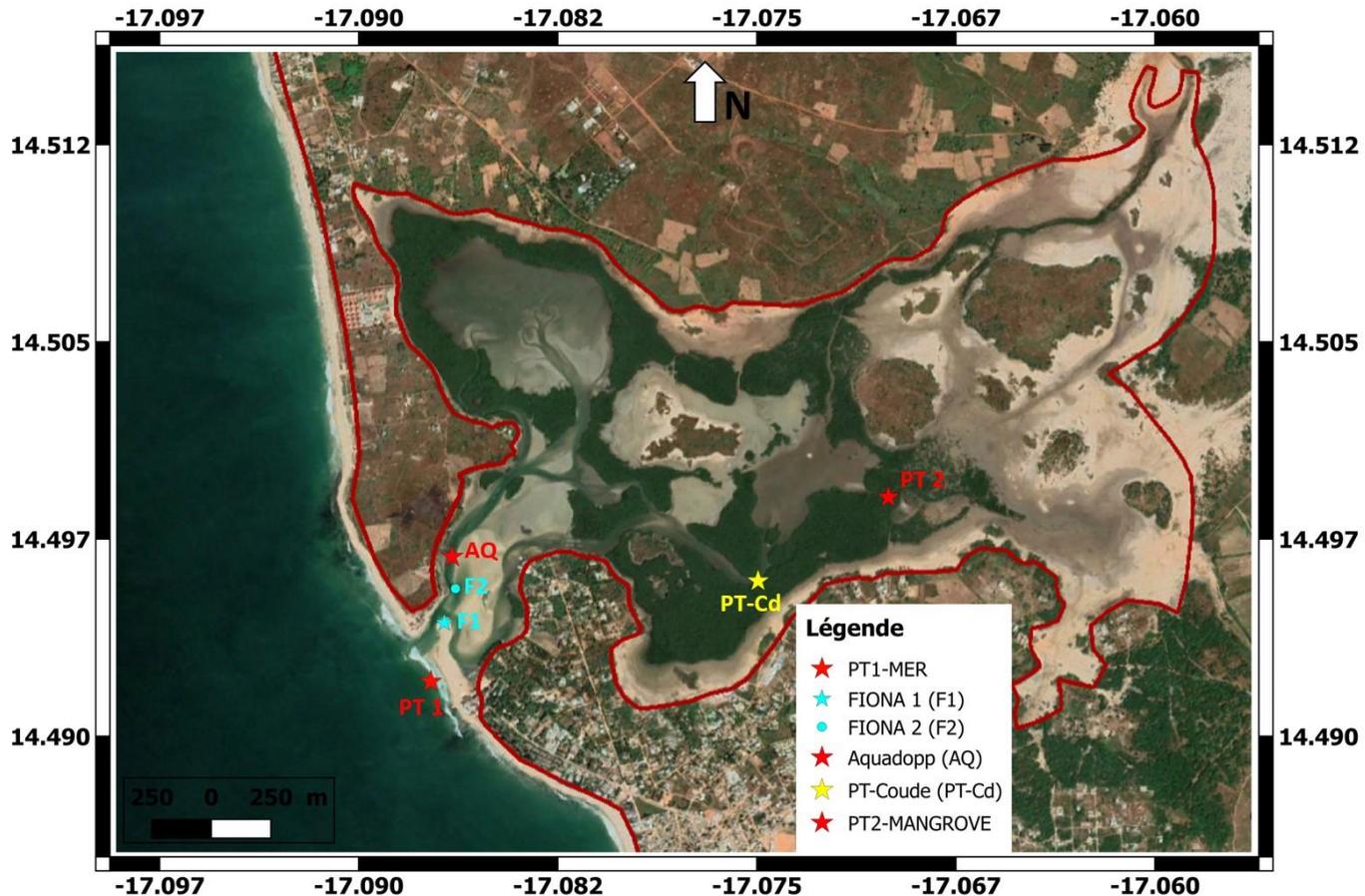


Figure 3.4. Positions des stations d'enregistrement des paramètres hydrodynamiques utilisées dans la lagune de la Somone.

Une description de ces sites d'enregistrement géolocalisés sur la **Figure 3.4** est présentée ci-dessous :

Station PT1-Mer (17.087227 °W, 14.492236 °N) : station marine, elle est située à 100 m à l'aval de l'embouchure et permet d'observer principalement les conditions des vagues et de la marée. Avant de valider cette station, il a été vérifié que cette position reste perpétuellement immergée (hauteur minimale ~0,5 m) indépendamment du coefficient de la marée afin d'assurer la continuité dans les enregistrements. Les observations sur ce site sont capitales car elles permettent de caractériser les conditions incidentes de vague et de marée et donc d'évaluer et comprendre les différents processus physiques responsables des modifications de ces dernières au passage de l'embouchure.

Station Aquadopp (17.086470 °W, 14.496671 °N) : située sur le chenal principal du système lagunaire, la station Aquadopp se trouve dans la zone d'embouchure à ~500 m vers l'amont. Ce secteur présente une profondeur égale à 2 m par rapport au niveau moyen.

L'Aquadopp a été déployée sur un trépied dans ce chenal par une profondeur de 0.6 m au-dessus du fond, ce qui garantit qu'il soit immergé en permanence. Ce site permet d'acquérir les conditions hydrodynamiques (de la marée) dans cette zone de transition, juste après la traversée de l'embouchure.

Station PT-Coude (17.074581 °W, 14.496758 °N) : située dans la partie centrale de la lagune à environ 2 km de l'embouchure, ce site correspond à la zone la plus profonde (~4 m) de toute la lagune de la Somone, et l'observation de la marée dans cette zone est possible sur toute l'année car elle reste continuellement immergée.

Station PT2-MANGROVE (17.070227 °W, 14.499336 °N) : située à l'intérieur de la forêt de mangrove en amont du système lagunaire à environ 2,5 km de l'embouchure, cette station vise notamment à étudier l'impact de la mangrove sur la propagation de la marée.

L'observation des paramètres hydrodynamiques au niveau de ces stations s'est effectuée grâce aux instruments de mesures spécifiés dans le **Tableau 3.3**.

Tableau 3.3. Equipement déployé pour l'observation des paramètres hydrodynamiques

Instruments	Caractéristiques	Quantités	Positions (Station)	Fabricant
Capteur de pression	Indice de profondeur 10m	01	PT1-Mer (17.087227 °W, 14.492236 °N)	NKE
Aquadopp	Indice de Profondeur 300 m, Version 1.40.16	01	Aquadopp (17.086470 °W, 14.496671 °N)	Nortek AS
Capteurs de pression	Indice de profondeur 10m	01	PT-Coude (17.074581 °W, 14.496758 °N)	NKE
Capteurs de pression	Indice de profondeur 10m	01	PT2-Mangrove (17.070227 °W, 14.499336 °N)	NKE

Le déploiement des instruments s'est effectué à la suite d'un paramétrage des fréquences d'enregistrements en fonction de la mesure à effectuer et de l'autonomie des batteries. Ainsi, au cours de la Campagne 3, la variation de la pression est mesurée avec une fréquence de 2 Hz, au niveau de la station PT1-Mer par un capteur de pression (PT), l'objectif était de pouvoir estimer les principaux paramètres des vagues. La pression et les courants sont enregistrés à la station Aquadopp toute les 2 min. Fixé à un trépied (**Figure 3.5**), l'Aquadopp est situé à 0,6 m du fond et intègre des vitesses de courant comprises entre 0,97 m et 1,72 m au-dessus du fond. Finalement, à la station PT2 située en amont dans la mangrove, la pression est mesurée à l'aide d'un capteur de pression à la même fréquence de 2 Hz qu'au PT1-Mer. Au terme de la Campagne 3 qui était principalement axée sur des observations à haute

fréquence, la Campagne 4 a eu pour objectif de suivre sur plusieurs mois, soit ~8 mois (01 Déc 2020 – 08 Août 2021) l'évolution de la marée. A cette fin, un capteur de pression a été déployé au niveau de la station PT-Coude (**Figure 3.4**), avec une fréquence d'acquisition de 10 min (~0.0017 Hz). En dehors de l'Aquadopp fixé à 0.6 m du sol du fait de son trépied, tous les capteurs de pressions ont été déployés sur l'ensemble des campagnes près du fond, afin de rester immergés en permanence. La référence verticale reste la même tout au long de l'expérimentation de terrain, elle correspond au Mean Sea Level (MSL), le niveau moyen de la surface de la mer.

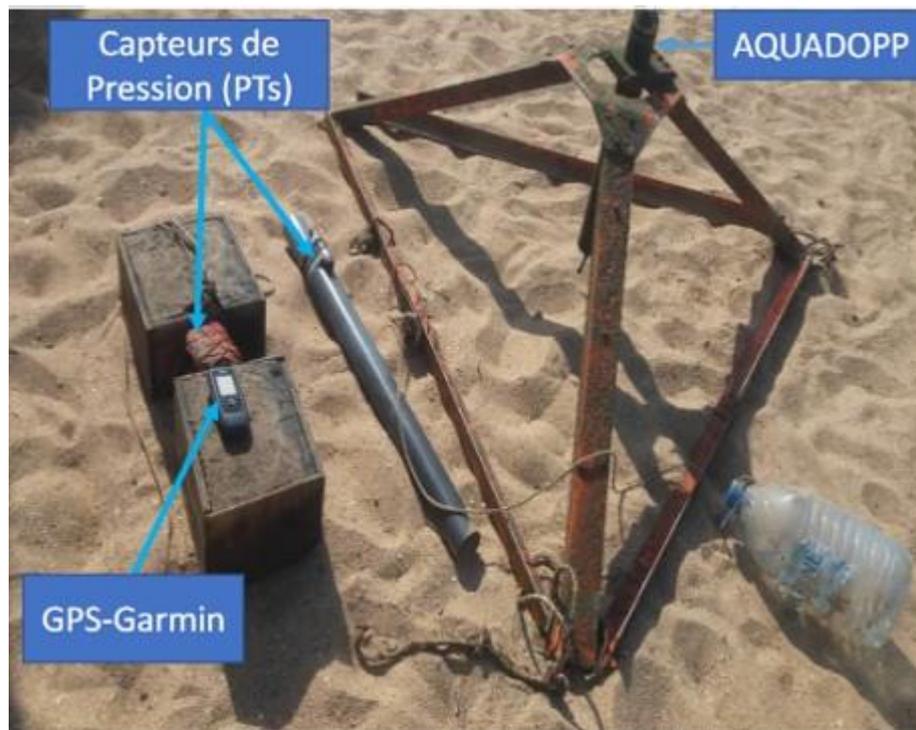


Figure 3.5. Dispositifs et instruments de mesure déployés durant les observations hydrodynamiques dans la lagune.

Finalement, sachant que les événements de fermeture de l'embouchure sont survenus par le passé en conditions de houles extrêmes, une surveillance permanente des conditions météo-marines a été effectuée durant la thèse afin de programmer une ou plusieurs campagnes d'observation des conditions hydrodynamiques extrêmes en cas d'alerte concernant le passage d'une tempête ou d'une houle exceptionnelle dans la zone d'étude. A cet effet, la dernière campagne (**Tableau 3.1**) effectuée dans le cadre de cette étude a été rapidement programmée afin de mesurer les conditions de l'ouragan FIONA. Ouragan de catégorie 4, FIONA est un cyclone tropical puissant de longue durée (Richard et al., 2023, [https://fr.wikipedia.org/wiki/Ouragan Fiona](https://fr.wikipedia.org/wiki/Ouragan_Fiona)), qui a causé des dégâts considérables sur la

Guadeloupe, Porto Rico et les provinces de l'Atlantique du Canada. Né au large de côtes Ouest africaines après le 07 Septembre 2022 (Richard et al., 2023), FIONA se dissipe complètement le 27 Septembre 2022 après avoir cessé d'être une tempête tropicale à la date du 24 Septembre 2022. Pour la **Campagne 6** (réalisée du 24 Septembre au 02 Octobre 2022), les mesures de pression ce sont déroulées à la Station PT1 et puis sur deux stations intermédiaires, Fiona 1&2 entre PT1 et Aquadopp (**Figure 3.4**). Les mesures de courant ont aussi été effectuées au niveau de la Station Aquadopp. Malheureusement, au terme de la campagne suite à un court-circuit du capteur installé en mer lié à la fusion de la batterie interne, les conditions hydrodynamiques associées à cette tempête n'ont pas pu être caractérisées. Cette période reste parmi celle les plus énergétiques qui aurait pu permettre d'observer des vagues supérieures à 1 m à l'embouchure. Partant de toutes ces incertitudes et sans aucune mesure en mer (capteur PT1), les données obtenues à l'intérieur de la lagune durant la Campagne 6 ne sont pas traitées à la suite de cette thèse.

3.1.4. Observations Sédimentaires

Une caractérisation spatiale des sédiments dans la lagune de la Somone a été proposée une décennie plus tôt par Sakho (2011) (voir, **Figure 2.21**). La présente démarche visant à réobserver la distribution spatiale des sédiments est menée afin de s'assurer qu'il y'a pas eu de modification importante au vu de la forte dynamique sédimentaire, notamment en aval du système. Cette caractérisation spatiale des sédiments est importante car, elle fournit aux modèles de circulation une idée sur les contraintes de cisaillements aux fonds ou encore des informations sur la granulométrie de sédiments (exemple, le diamètre médian, le diamètre moyen D50), nécessaire pour la modélisation du transport sédimentaire. Pour caractériser spatialement la texture et la granulométrie des sédiments dans le système lagunaire, une approche saisonnière a été adoptée, afin d'obtenir la composition pendant les pics de sécheresse (Mai 2021), ensuite celle durant les pics de crues (Septembre 2021). La Figure 3.6 présente l'ensemble des 33 sites sur lesquels ont été effectués par tarage le double prélèvement ponctuel du sédiment de surface. Les sites sont principalement sur la flèche et les bancs sableux (et la zone intertidale à la plage). Le tarage a aussi concerné sédiment à la surface du fond au niveau des principaux chenaux (plus profonds) du système lagunaire et à l'intérieur de la mangrove dans la partie amont.

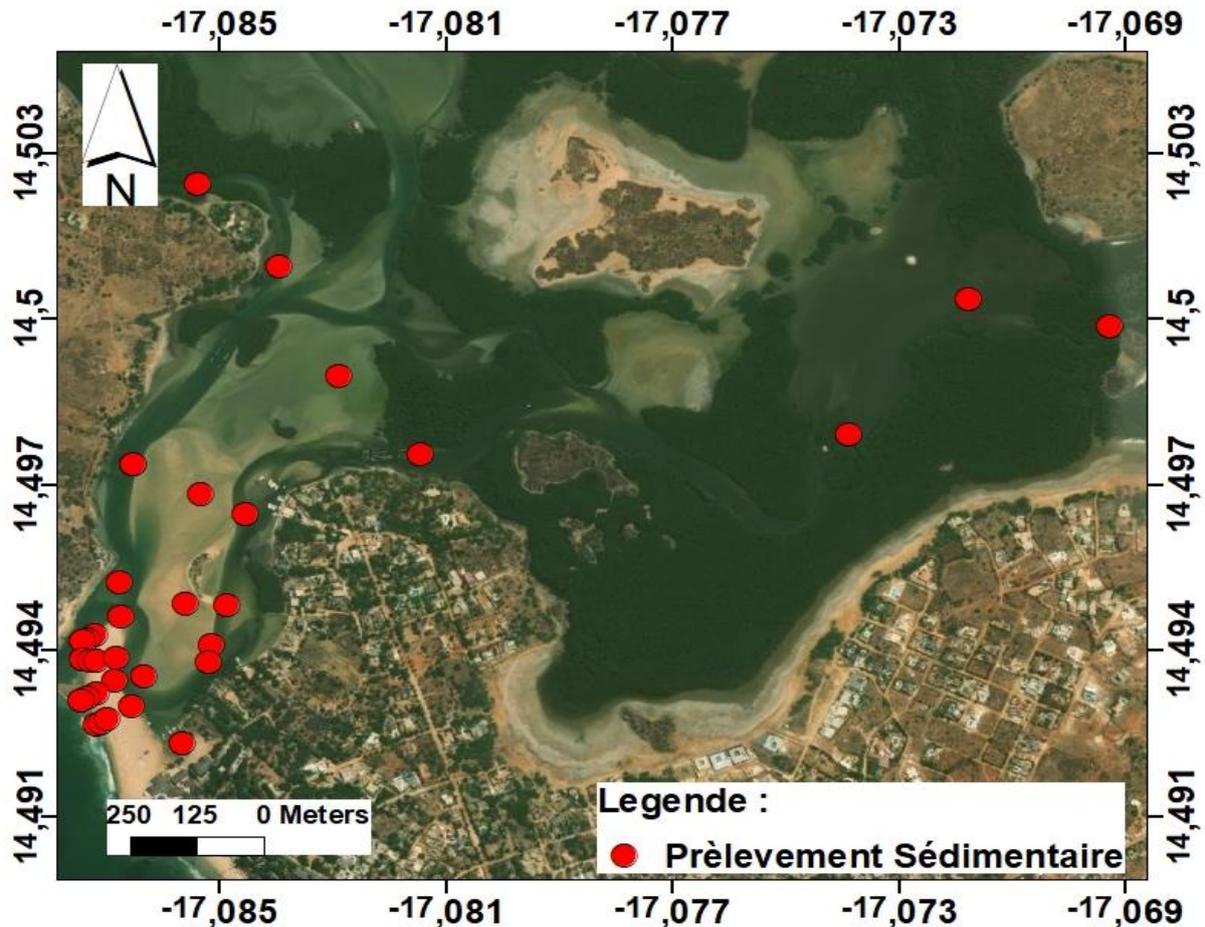


Figure 3.6. Sites de prélèvement de sédiments dans le système lagunaire.

L'analyse de ces échantillons sédimentaires s'est déroulée au Laboratoire de Sédimentologie et Biostratigraphie de l'UCAD au terme de chaque mission de terrain. Les procédés de désalinisation, décarbonisation et séchage ont précédé l'analyse granulométrique de l'ensemble des sédiments par tamisage. L'analyse sédimentaire suit la méthodologie adoptée par Sakho (2011) permettant l'obtention de résultats comparables.

3.1.5. Conditions Atmosphériques

L'ensemble des observations de terrain a été enregistré sous des pressions atmosphériques plutôt calmes à chaque fois. La Figure 3.7 montre la variation des pressions atmosphériques au cours des observations hydrodynamiques (**Campagnes 3**).

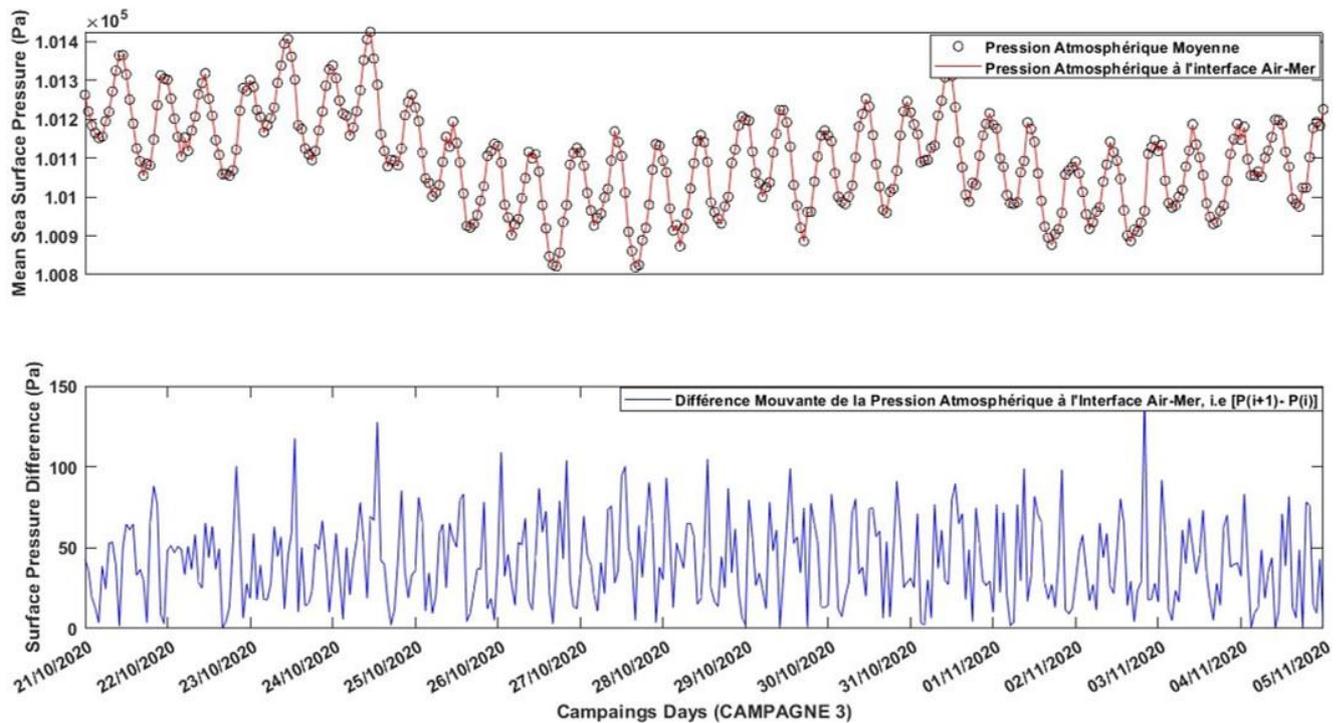


Figure 3.7. Conditions de pression atmosphérique au cours de la Campagne 3, d'observation des conditions hydrodynamiques, (panel du haut) la pression à l'interface air-mer et pression atmosphérique moyenne et (panel du bas) la fluctuation horaire observée sur l'évolution de la pression atmosphérique à l'interface air-mer.

3.2. Analyses des données : pré et post-traitements

3.2.1. Topographie et Bathymétrie

Lors de l'acquisition des données de bathymétrie, certains facteurs environnementaux ou anthropiques (bruits d'hélice, etc) ont interféré dans les mesures. Les données bruitées acquises ont dès lors été post-traitées. L'utilitaire single beam Editor de HYPACK a été utilisé pour le post-traitement. Il a permis aussi de corriger les mesures de profondeur en prenant en compte la marée et la célérité des ondes acoustiques dans l'eau de mer. De même le bruit dans les données de topographie a aussi été préalablement filtré avant que ces données ne soient combinées aux données de la bathymétrie. Finalement, la qualité de ces données de morphologie a été confirmée spatialement via le logiciel Surfer (Version 11.0.642), qui a permis de concevoir un Modèle Numérique de Terrain (MNT) pour la lagune de la Somone présenté à la Figure 3.8.

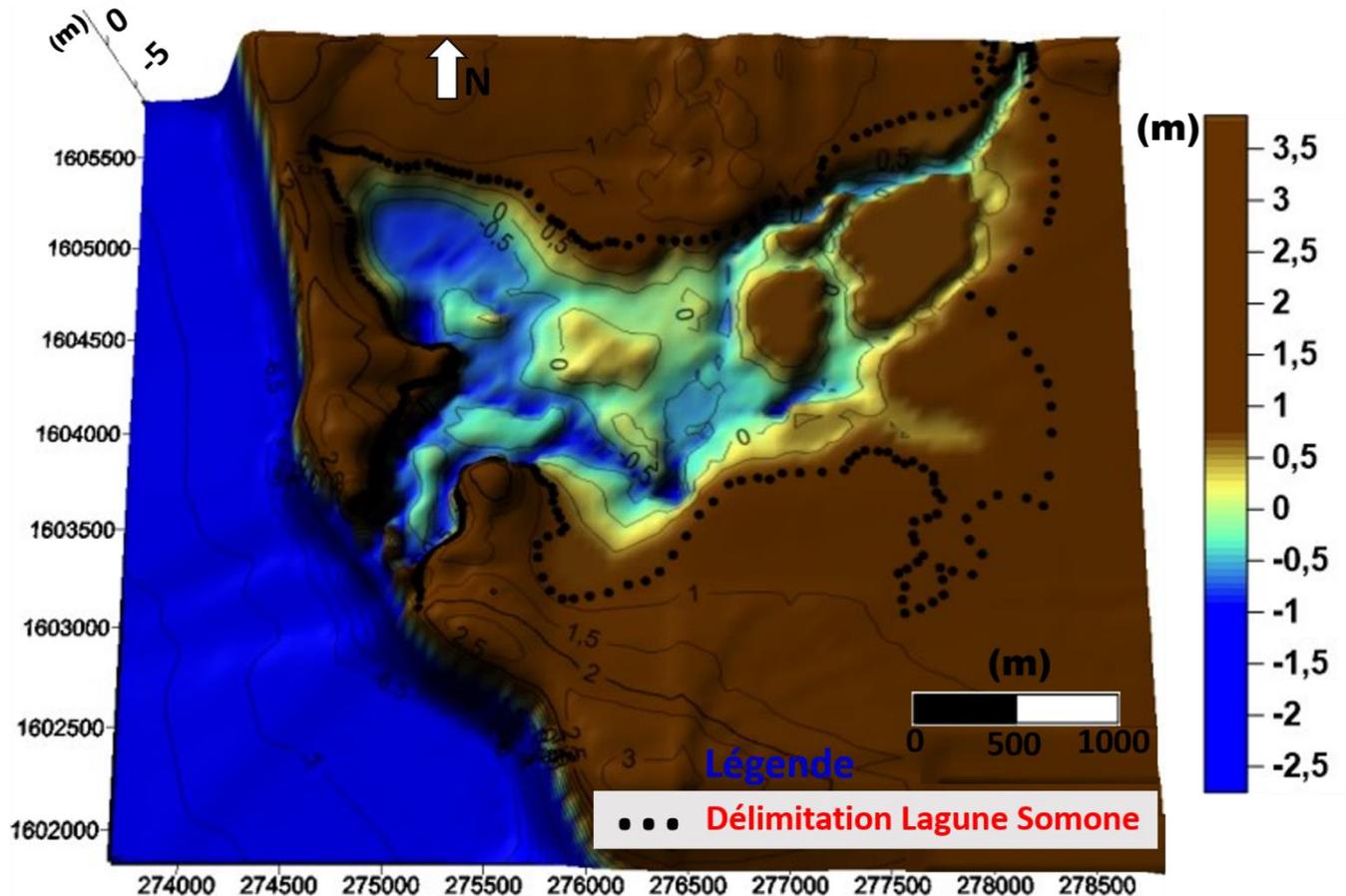


Figure 3.8. Modèle Numérique de Terrain de la Lagune de la Somone

3.2.2. Unités morphologiques dans la lagune : Caractérisation et différenciation spatiale

Afin de bien représenter par modélisation numérique la circulation à l'intérieur du système lagunaire, une prise en compte fidèle de la morphologie actuelle des principales unités (mangrove, flèche et bancs, chenaux), ainsi que leur extension spatiale dans le système est impérative. L'investigation a donc prioritairement porté sur la spatialisation de la forêt de mangrove (Octobre 2020), suivi de celle regroupant l'ensemble constitué par la flèche sableuse et des bancs de sable et finalement la délimitation des chenaux principaux dans ce système peu hiérarchisé. Le reste des zones observées principalement en amont du système correspond aux larges espaces intertidaux revêtus de tannes.

- ❖ **Mangrove** : l'observation de la mangrove a porté sur deux aspects, (1) une caractérisation morphométrique de la végétation (Tableau 3.1, Campagne 3), puis (2) une digitalisation spatiale du couvert végétal de la mangrove. Les mesures effectuées principalement sur les rhizophoras (centrés dans la lagune, potentielle contrainte à l'hydrodynamique), ont consisté à évaluer la hauteur moyenne de la mangrove, à

effectuer à travers un échantillonnage, le décompte des troncs et des racines échasses, puis finalement la mesure de leur diamètre afin d'estimer la densité d'occupation spatiale (en m²). L'occupation spatiale par la mangrove dans la lagune à la date d'Octobre 2020 est présentée à la Figure 3.9.

- ❖ **Flèche sableuse et bancs de sable** : La morphologie de l'ensemble des bancs de sables à l'intérieur du système et de la flèche sableuse en aval a été numérisée afin de voir l'extension spatiale et la situation de ces unités en Octobre 2020 (Figure 3.9).
- ❖ **Chenaux** : Afin de géolocaliser les principaux chenaux à l'intérieur du système lagunaire, l'approche suivie a couplé une délimitation des rives et sections sur le terrain, notamment dans les zones accessibles en aval, à une digitalisation à partir d'imagerie satellitaire (Sentinel 2) dans les zones à accès restreint (obstruction de la mangrove ou lieux très vaseux). L'actuel réseau hydrographique de la Somone est régi par la morphologie des chenaux présentés à la Figure 3.9, mais du fait des vastes zones intertidales dans la partie centrale et en amont du système lagunaire, l'écoulement dans ce système n'est chenalisé qu'au début du flot et à la fin du jusant.

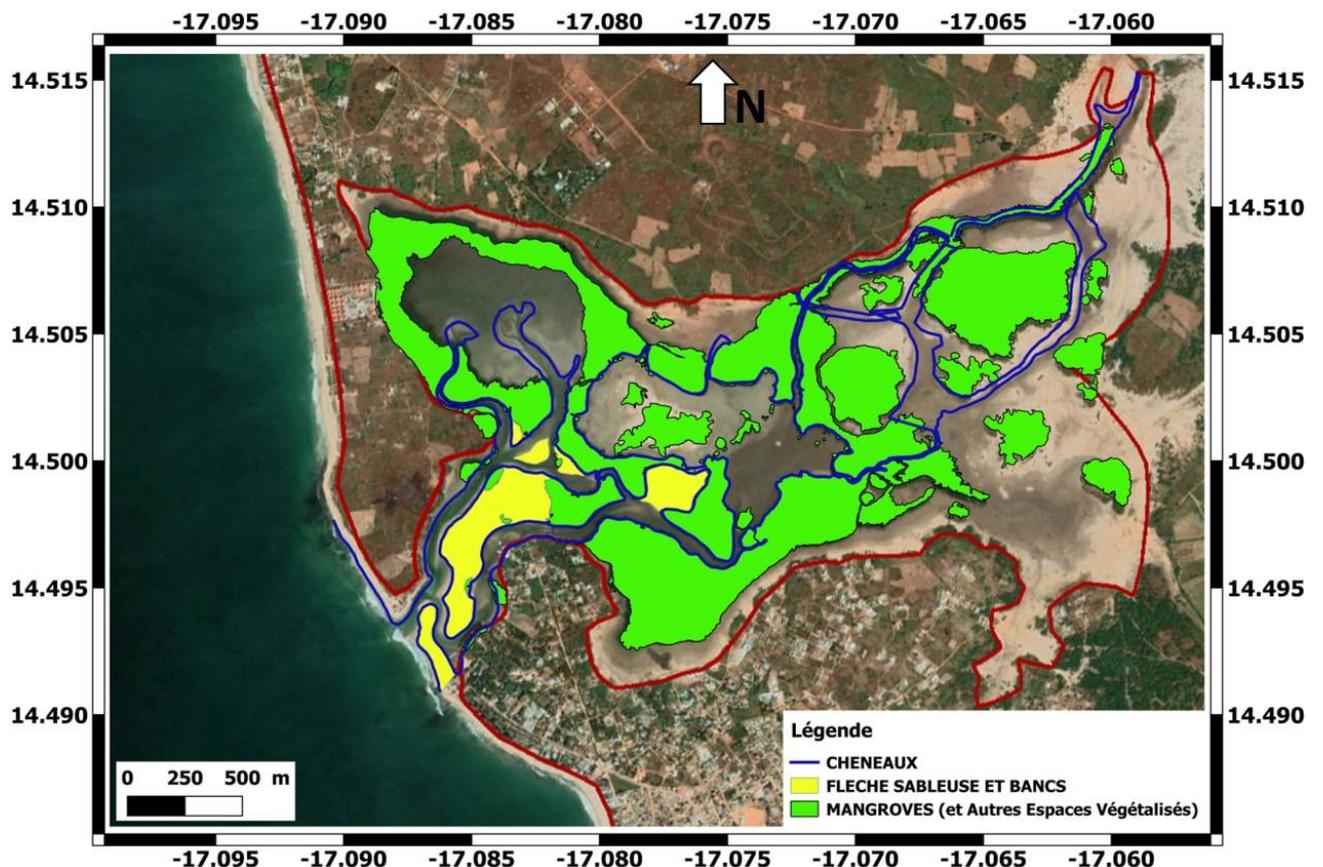


Figure 3.9. Extensions spatiales des principales unités morphologiques dans la lagune de la Somone (Situation au 20 Octobre 2020).

3.2.3. Hydrodynamique (niveaux d'eau, courants, paramètres des vagues)

❖ Niveaux d'eau et Courants

Au terme de chacune des observations hydrodynamiques, les enregistrements de pression ont été convertis en élévation de la surface de la mer à partir du principe établi par la loi hydrostatique (Equation 3.1). Dans un premier temps, la pression atmosphérique est soustraite des enregistrements de pression afin que le résultat considéré ne concerne que le poids de la colonne d'eau. Ne disposant pas des données en continu et à haute fréquence à la station de Mbour, les données de pression atmosphérique à l'échelle horaire utilisées ici ont été obtenues des réanalyses Era-5 (Hersbach et al., 2020) au point de grille le plus proche de la lagune de la Somone (~ 20 km au large). Ensuite, la série chronologique de pression a été convertie en profondeur d'eau sur la base de la formule de pression hydrostatique :

$$h(t) = \frac{P(t) - P_0 - P_A}{\rho g} \quad \text{Equation (3.1)}$$

où $h(t)$ est la hauteur d'eau au-dessus de la tête du capteur de pression, ρ est la densité de l'eau, g est l'accélération de la pesanteur, P_0 est le zéro du capteur qui n'était pas étalonné, $P(t)$ est la pression de la colonne d'eau mesurée par le capteur (en Pa) et P_A est la pression atmosphérique (en Pa). Pour des observations à hautes fréquences (2 Hz-PT et 2 min-Aquadopp) à l'embouchure, une moyenne mouvante de 30 minutes a été appliquée pour calculer les niveaux moyens. Les données aberrantes dues aux interférences avec les pirogues et bateaux, etc, ont été supprimées.

Les courants observés près de l'embouchure à la station Aquadopp ont aussi été moyennés toutes les 30 min. En général, ils n'ont pas montré un grand nombre de valeurs aberrantes sur la durée des observations (campagne 3), mais on peut remarquer du bruit dans les enregistrements entre le 1/10/2020 et le 2/10/20 (Figure 3.10). Ceci pourrait être lié à l'obstruction du capteur par une algue, ou au passage d'une embarcation ou encore toute autre cause méconnue. La première hypothèse semble la plus plausible au vu du temps relativement long observé pour ces bruits, l'exploitation de ces observations de courants dans la suite de la recherche ne tient pas compte de cet intervalle erroné. Les mesures de marée réalisées durant cette campagne 3 à la station Aquadopp (à l'embouchure) sont présentées à la Figure 3.10, qui montre que sur la durée de la campagne, les hauteurs d'eau et les courants ont été mesurés de façon continue. En amont du système, le capteur à la station PT2-Mangrove a bien fonctionné,

par contre, au niveau de la station-marine PT1, le capteur a connu un arrêt inopiné au bout de 5 jours et les conditions marines (niveaux d'eau et vagues) durant la période de vives eaux entre le 26/10/2020 et le 04/11/2020 n'ont pas pu être observées (voir, Figure 3.12).

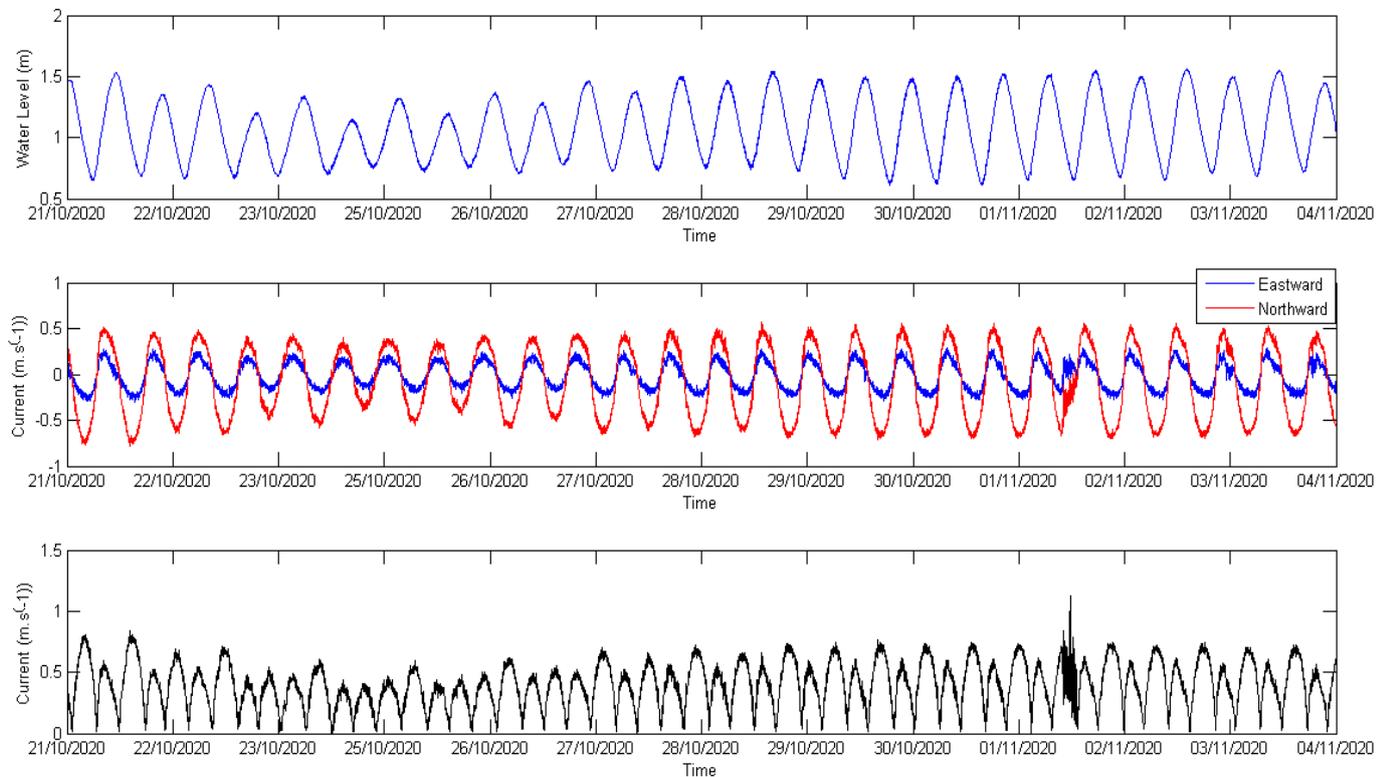


Figure 3.10. Evolution de niveaux d'eau (en haut), des différentes composantes du courant résiduel (au milieu) et de la norme du courant (en bas) à l'entrée de la lagune au niveau de la station Aquadopp (Figure 3.4).

❖ Paramètres des vagues

Les paramètres moyens des vagues ont été calculés pour les enregistrements des capteurs installés à l'embouchure (côté mer, PT1), à partir de la série chronologique de hauteur d'eau hydrostatique. Sur la base du package Matlab *Wavesp.m* proposé par Neumeier (2012), les paramètres des vagues ont été calculés à partir d'une analyse spectrale et l'atténuation de la variation de pression avec la profondeur a été prise en compte. La méthode de calcul standard proposée par Tucker et Pitt (2001) a été employée, elle suit les étapes ci-après :

1. une série de hauteur d'eau hydrostatique de 30 minutes est sélectionnée, et la tendance linéaire est retirée ;
2. la transformée de Fourier est appliquée à la fenêtre de données pour calculer la densité d'énergie spectrale E ;

3. un facteur de correction K issu de la théorie linéaire est calculé pour chaque fréquence comprise dans la plage $[f_{\text{corr}_{\min}} : f_{\text{corr}_{\max}}]$, selon la formule donnée dans [Tucker et Pitt \(2001\)](#) :

$$K(f) = \frac{\cosh(k(f)h)}{\cosh(k(f)z_0)} \quad \text{Equation (3.2)}$$

où K est le nombre d'onde calculé pour chaque fréquence f à partir de la relation de dispersion linéaire et z_0 est la hauteur du capteur au-dessus du lit. La densité spectrale d'énergie est ensuite multipliée par K pour corriger l'atténuation de la variation de pression avec la profondeur ;

4. la hauteur significative des vagues H_{m0} et la période moyenne T_{m02} sont alors calculées à partir des $n^{\text{ième}}$ moments du spectre de densité d'énergie suivant :

$$H_{m0} = 4\sqrt{m_0} \quad \text{Equation (3.3)}$$

$$T_{m02} = 4\sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \quad \text{Equation (3.4)}$$

Avec m_n définis comme:

$$m_n = \int_0^{2\pi} \int_{f_{\min}}^{f_{\max}} f^n E(f, \theta) df d\theta$$

où f_{\min} et f_{\max} sont les fréquences de coupure;

5. la période pic T_p est considérée comme la période à laquelle la densité spectrale d'énergie est maximale dans l'intervalle $[f_{\min}-f_{\max}]$;

6. Les étapes 1 à 5 sont appliquées à une nouvelle fenêtre toutes les 30 minutes consécutives et ainsi de suite jusqu'à la fin de l'enregistrement. Cette procédure est illustrée à la Figure 3.11.

Plusieurs considérations ont été nécessaires pour garantir un calcul cohérent des spectres de densité d'énergie et les limites d'intégrations des spectres pour les paramètres H_{m0} et T_{m02} . Tout d'abord, le choix de la fréquence de coupure basse f_{\min} a nécessité une vérification majeure, car il fallait contrôler que les spectres correspondaient uniquement à l'énergie des ondes gravitaires ($\sim 0,05$ Hz - $\sim 0,5$ Hz) et qu'aucune partie significative de la densité d'énergie appartenait à la bande infra-gravitaire (0,004 Hz - 0,04 Hz). En suivant les recommandations de [Bertin et al. \(2020\)](#) et en accord avec le spectre de densité de puissance où l'on peut voir un minimum à la moitié de la fréquence du pic ($F \sim 0.1$ Hz), la fréquence de

coupure basse a été choisie à $f_{\min} = 0.05$ Hz. La fréquence de coupure haute f_{\max} a été fixée à 0,30 Hz, afin d'éviter d'amplifier le bruit du capteur (Figure 3.11).

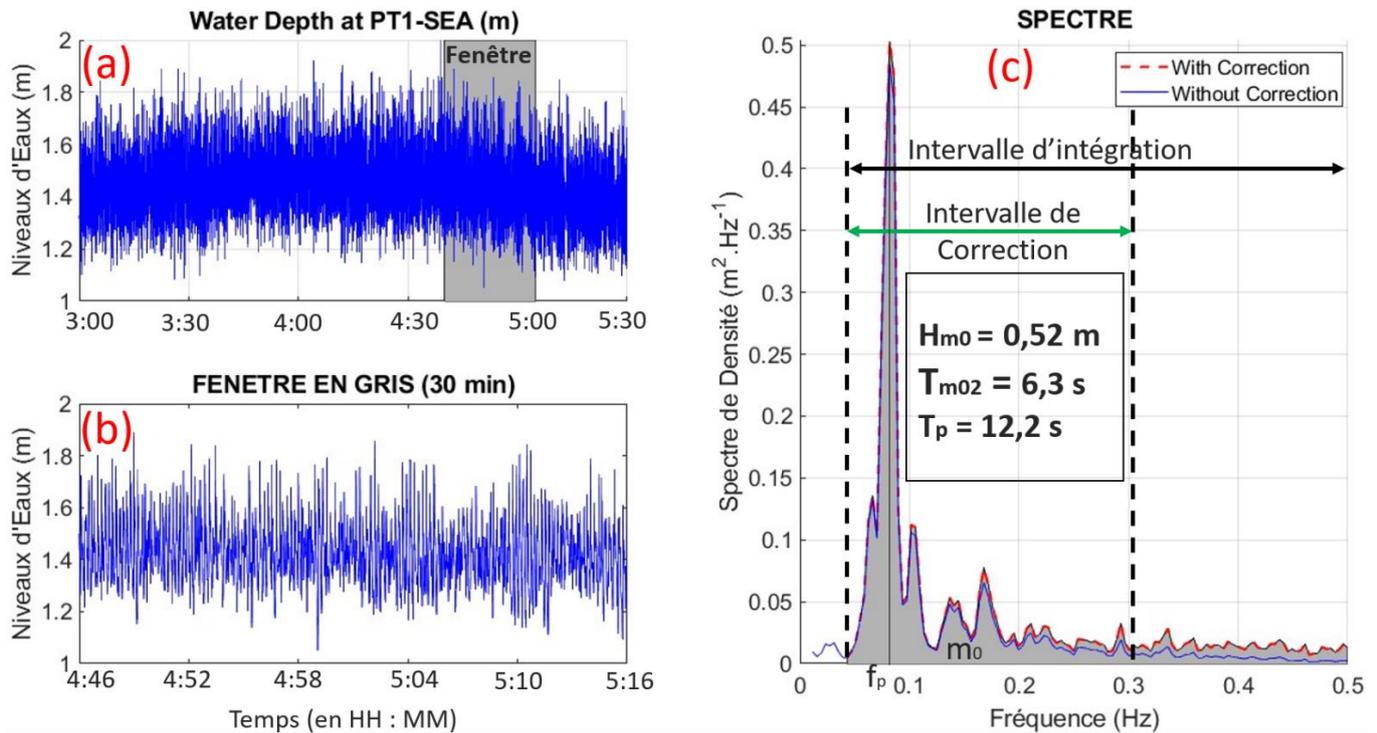


Figure 3.11. La procédure adoptée durant le traitement des vagues : a) extraction en fenêtre glissante de 30 minutes de la série chronologique de la profondeur de l'eau ; b) fenêtre de 30 minutes dépourvue de tendance ; c) spectre de densité d'énergie calculé à partir de la fenêtre après (respectivement avant) correction de l'atténuation de pression avec la profondeur (courbe rouge, respectivement courbe bleue), fréquences de coupure pour correction et intégration spectrale (lignes noires pointillées verticales), fréquence de pic (f_p , ligne noire verticale) et paramètres moyens des vagues déduits de m_0 (représentés par la surface grise).

A l'issue du traitement de toute la série de la pression enregistrée au cours de la campagne 3, au niveau du capteur PT1 en mer, les caractéristiques de vagues à l'entrée de la lagune sont présentées à la Figure 3.12. Avec des niveaux d'eau en dessous de 1,6 m (en mortes-eaux), les vagues observées sur cette période restent peu énergétiques avec une variation de hauteur significative (H_{m0}) comprise entre 0,25 m et 0,50 m. Les périodes moyennes des vagues oscillent entre 5 s à 7 s tandis que les périodes pics quant à elles varient de 12 s à 22 s. Les hauteurs significatives de vagues (H_{m0}) atteignent des valeurs maximales au début des jusants, la fin des jusants est caractérisée par des valeurs de H_{m0} les plus faibles (Figure 3.12).

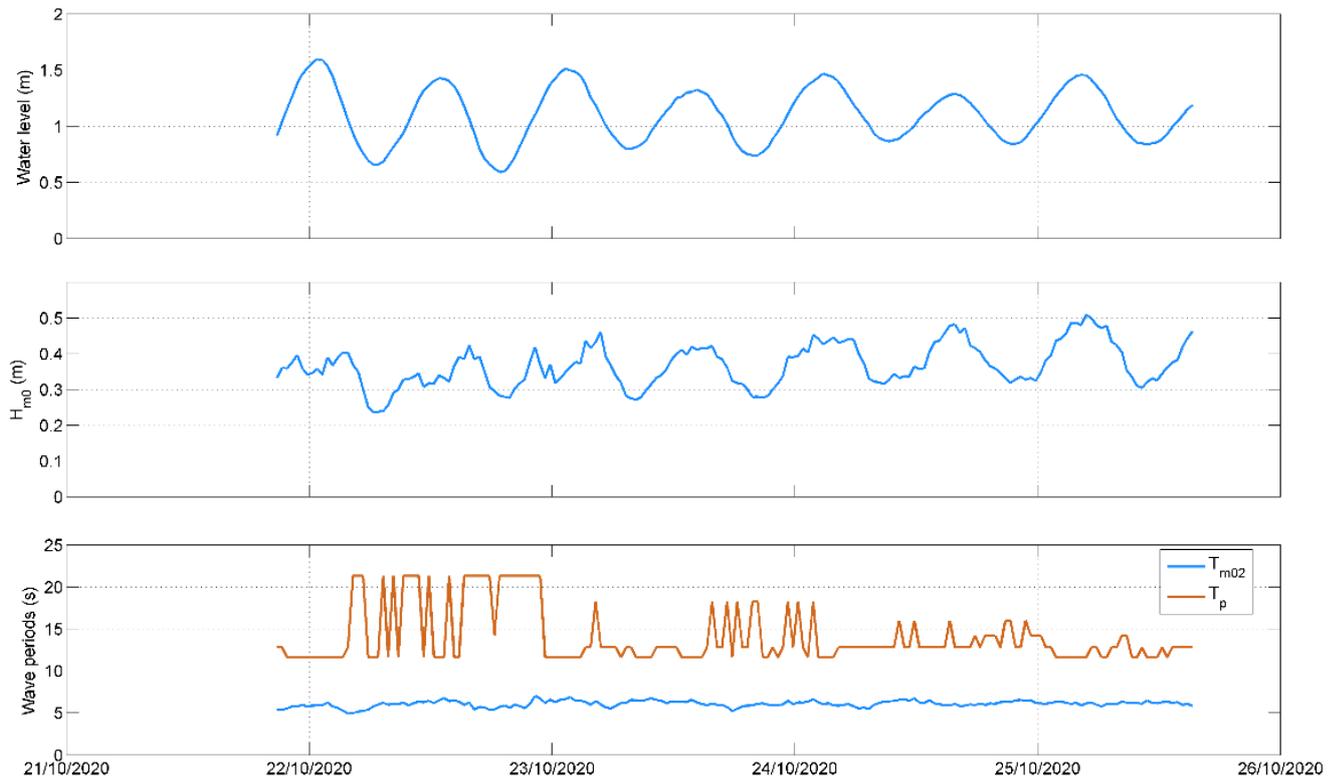


Figure 3.12. Evolution des hauteurs d'eau (en haut) et des caractéristiques de vagues (hauteur significative (au milieu) et période (en bas) à la station PT1.

3.2.3. Paramètres sédimentaires

L'analyse sédimentaire a reposé principalement sur la granulométrie des sédiments à des fins de paramétrisation, et de généralisation (interpolation) des coefficients de rugosité de fond à utiliser dans la partie de la recherche dédiée à la modélisation numérique. La méthode de granulométrie par tamisage employée ici, consiste à effectuer un tri des sédiments sur un tamis de 63 μm afin de séparer la fraction fine (argiles et silts, < 63 μm) de la fraction sableuse. Les échantillons sont ensuite séchés 24 h dans une étuve à 60°C. Après séchage, la fraction inférieure à 63 μm est pesée directement avec une balance de précision (10^{-2} g) alors qu'une colonne de 16 tamis (2 mm à 63 μm) est utilisée pour différencier la granulométrie dans la fraction sableuse. Le poids des différentes fractions granulométriques a été calculé à partir d'un script dans le logiciel MATLAB sur la base de la classification proposée par [Wentworth \(1922\)](#). Le calcul fournit les pourcentages pondéraux de chaque fraction granulométrique et détermine les paramètres sédimentologiques ainsi que les indices correspondants.

Les fractions granulométriques retenues (avec, d = diamètre équivalent sphérique) sont réparties suivant la classification de [Wentworth \(1922\)](#) dans l'ordre décroissant en : Granules

($d > 2$ mm) ; Sables Très Grossiers ($2 \text{ mm} \leq d < 1$ mm) ; Sables Grossiers ($1 \text{ mm} \leq d < 0,5$ mm) ; Sables Moyens ($0,5 \text{ mm} \leq d < 0,25$ mm) ; Sables Fins ($0,25 \text{ mm} \leq d < 0,125$ mm) ; Sables Très Fins ($0,125 \text{ mm} \leq d < 0,063$ mm) ; Argiles et Silts ($d \leq 0,063$ mm).

Calcul des indices granulométriques : les indices granulométriques ont aussi été calculés automatiquement dans ledit logiciel.

- ❖ **Le mode :** il est déterminé par le point d'inflexion des courbes cumulées.
- ❖ **La médiane :** appelée P50 ou ϕ_{50} , la médiane correspond à la taille des particules pour une masse cumulée de 50 % de sédiment. Si l'échantillon est unimodal, le nom attribué à un sédiment est généralement défini par sa médiane (Folk et Ward, 1957).
- ❖ **Le coefficient de classement ou Sorting Index (SO) :** il correspond à un écart-type et renseigne donc sur la dispersion d'une courbe granulométrique.

$S_0 = \left(\frac{1}{100} * \int_0^{100} (X_i - M_z)^2 dy \right)^{1/2}$, où X est la taille en unités ϕ de la particule et Y le pourcentage mesuré pour cette taille. Ainsi, selon sa valeur, le sédiment sera très bien classé ($S_0 \leq 0,35$), bien classé ($0,35 < S_0 \leq 0,50$) modérément bien classé ($0,50 < S_0 \leq 0,71$), mal classé ($0,71 < S_0 \leq 1$), très mal classé ($1 < S_0 \leq 4$) et non classé ($S_0 > 4$).

- ❖ **Le coefficient d'asymétrie ou Skewness (Sk) :** il renseigne sur la polarité d'une courbe granulométrique et permet alors de définir la fraction dominante. Elle est soit grossière, soit fine.

$S_k = \left(\frac{1}{100} * \int_0^{100} (X_i - M_z)^3 dy \right) / S_0^3$, la courbe est dite symétrique si $S_k = 0$. Si S_k varie entre 0 et 1, l'asymétrie est dite positive et indique une prédominance vers les sédiments grossiers. Si le S_k varie entre 0 et - 1, l'asymétrie est dite négative, caractérisée par une prédominance des sédiments fins.

Afin d'avoir une idée sur la nature et l'origine des particules qui sont mobilisées dans le transport sédimentaire, la teneur en élément carbone a été déterminée pour chacun des 33 échantillons sédimentaires. L'analyse a consisté dans un premier temps à la désalinisation de l'échantillon par lavage. Les étapes suivantes ont été : (i) le séchage des échantillons lavés dans une étuve à 60°C pendant 24 h, (ii) le pesage avec une balance haute précision (10^{-2} g) pour déterminer le poids total de l'échantillon, (iii) la décarbonatation par la réaction chimique entre l'échantillon et à l'acide chlorhydrique (HCl 20 %), (iv) le lavage des résidus de l'échantillon sédimentaire au terme de la réaction, (v) le séchage à l'étuve pendant 72 h, puis pesage à nouveau de l'échantillon. A terme comme résultat, le poids des carbonates est calculé par différence de masse entre le poids total de l'échantillon et celui de l'échantillon restant après attaque à l'acide.

3.3. Sources Additionnelles de données

Afin de compléter la base de données établie durant l'ensemble des campagnes, dont le déroulé et la typologie des enregistrements ont été présentés plutôt dans ce chapitre, d'autres données ont pu être collectées. Ces données sont issues d'autres projets de recherche, des services opérationnels chargés du monitoring du littoral ou correspondent à des sorties de modèles globaux librement accessibles.

3.3.1. Bathymétrie

L'implémentation des outils numériques nécessite la prise en compte de la morphologie au-delà de la zone d'étude. Ainsi, la bathymétrie au large du littoral du Sénégal provient de la base donnée '*General Bathymetric Chart of the Oceans*' (GEBCO), une représentation bathymétrique des océans en accès libre (GEBCO 2019, <https://download.gebco.net/>). Le produit GEBCO offre une couverture mondiale, s'étendant de 89° 59' 52,5"N, 179° 59' 52,5"W à 89° 59' 52,5"S, 179° 59' 52,5"E sur une grille de 15 secondes d'arc. Il se compose de 43 200 lignes* 86 400 colonnes, donnant 3 732 480 000 points à l'échelle du globe. Pour les besoins de l'étude, la plus large extension utilisée couvre l'Atlantique tropical (entre 70 °S – 70 °N et 80 °W – 20 °E) et localement sur le littoral du Sénégal, une extension plus restreinte est utilisée et elle s'étend entre 12 °N et 18 °N de latitude et entre 18°W et 16 °W en longitude. Etant donné que les données GEBCO sont peu résolues et imprécises dans les zones peu profondes à proximité du rivage, les observations morphologiques de terrain ont toujours été privilégiées lorsque des données de bathymétrie ont été combinées, quand bien même obsolètes.

3.3.2. Topographie

Des relevés topographiques de la lagune de la Somone ont été effectués dans le cadre de projets antérieurs à l'instar du Projet de Gestion Intégrée des Zones Côtières (PGIZC) du Sénégal. Les relevés de topographie à l'issue de ce projet qui portait sur l'étude bathymétrique dans la lagune de la Somone en vue d'un dragage en 2015 ont été filtrés. Cette opération a consisté à supprimer de l'ensemble de ces observations toutes les données dans les domaines de la lagune à forte évolution morphologique tels que : l'embouchure, l'ensemble des chenaux, la flèche sableuse et l'ensemble des bancs. Finalement seuls les levés dans : (1) la partie en amont de la lagune aux abords de la rivière (Figure 3.1, topo-bathymétrie 2015), et (2) les zones aux différentes limites frontalières avec la mangrove ont été utilisées connaissant les faibles évolutions morphologiques liées aux taux de sédimentation de 2 à 3 mm/an dans ces zones (Sakho, 2011).

3.3.3. Estimation de la topographie-bathymétrie par la méthode des lignes d'eau.

Afin d'estimer la topographie et la bathymétrie dans les zones inaccessibles, notamment à l'intérieur des mangroves, dans les zones très vaseuses et autres espaces intertidaux, la méthode des lignes d'eau a été adoptée. Elle suit la démarche proposée par Khan et al. (2019) appliquée à l'imagerie satellitaire connaissant l'élévation du niveau de la mer à l'heure à laquelle l'image a été prise. Les observations à basse fréquence de la marée ont été réalisées sur environ 8 mois (Décembre 2020 – Août 2021) au niveau du capteur de pression PT-Cd (voir, Figure 3.4). Sur cette durée, toutes les images Sentinel 2 (<https://sentinel2explorer.esri.com/>) ont été préalablement collectées avant de subir un filtrage. Le choix a été porté sur la mission Sentinel car elle a une bonne fréquence de passage dans la zone d'étude avec environ 1 passage tous les 5 jours, pour les images Sentinel 2A et les images Sentinel 2B. De plus, cette mission admet une résolution au sol de 10 m, ce qui est raisonnable dans notre zone d'étude où les pentes du fond sont faibles dans la partie en amont de notre zone d'étude. L'opération de filtrage a consisté à ne choisir que les images à très faible nébulosité (~30% max) afin d'assurer une distinction précise des pixels correspondant à la ligne d'eau pour une extraction précise de la limite numérisée. Ainsi, sur 33 images au total sur cette période, seules 14 images (i.e, 14 lignes différentes) ont été sélectionnées. Sachant que toutes leurs traces sont datées, une limite numérisée est associée à une élévation provenant du capteur de pression situé à l'intérieur de la lagune comme le montre la Figure 3.13. Ici, le niveau de référence considéré sur la verticale est le MSL.

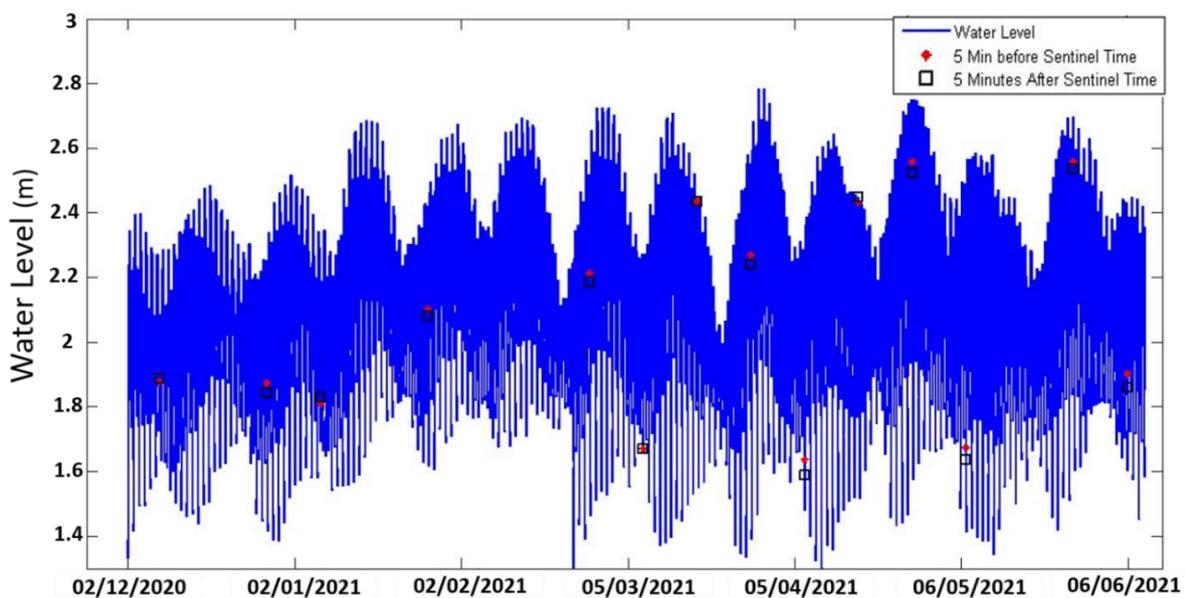


Figure 3.13. Extraction des élévations de niveau d'eau (de la station PT-Coude) correspondant aux différentes dates des images de Sentinel exploitées pour déduire la topographie/bathymétrie dans la lagune de la Somone.

Ainsi chaque point présent sur une même ligne numérisée diffère uniquement par sa position géographique (X-longitude et/ou Y-latitude) mais la côte (Z-altitude, valeur correspondante à l'enregistrement au capteur PT-Cd) est la même pour tous les points de la même ligne. La Figure 3.14 montre en illustration un échantillon de lignes d'eau numérisées dans la lagune de la Somone. Le chevauchement entre les altitudes estimées par cette méthode de ligne d'eau et les levés précédemment réalisés (2021) dans les zones centrales et en amont du système (voir, Figure 3.1) a permis en définitive une validation globale de cette démarche.

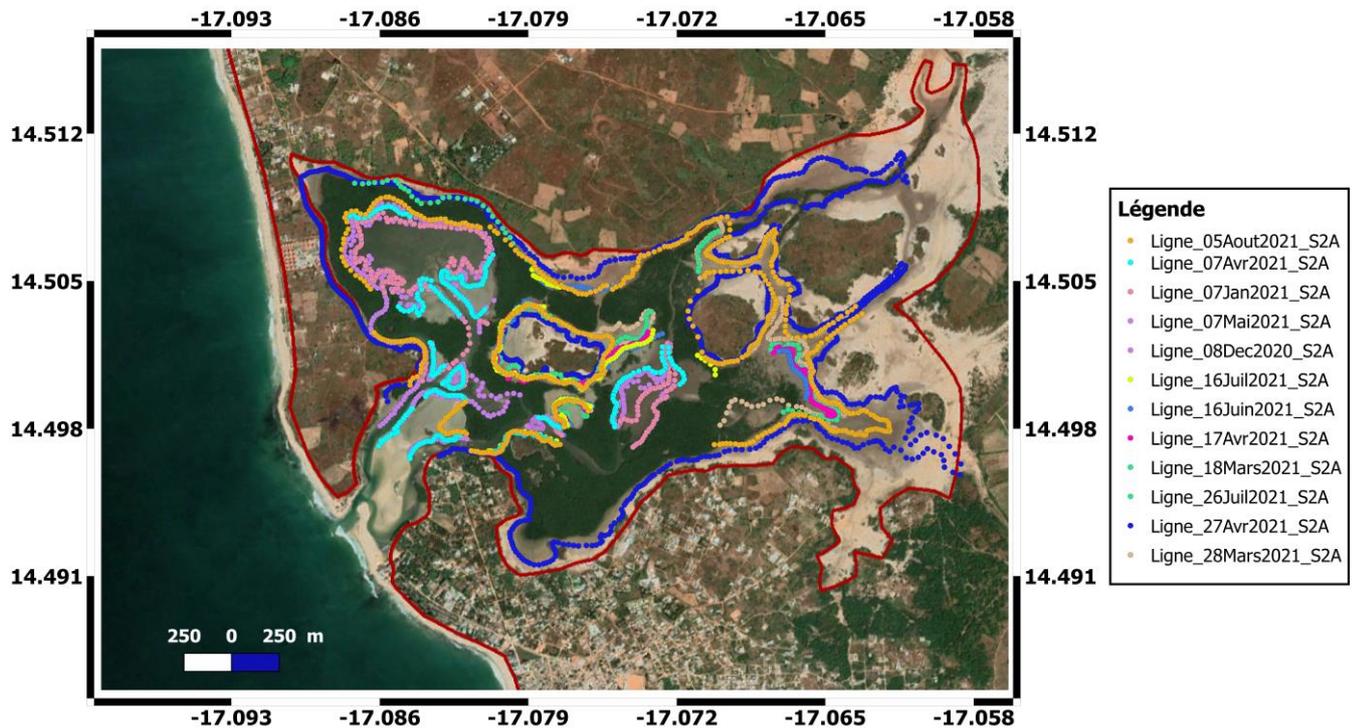


Figure 3.14. Lignes d'eau numérisées et converties plus tard en altitudes par rapport au Mean Sea Level sur la base des mesures de pression (capteur PT-Cd, **Figure 3.13**) dans la lagune de la Somone.

3.3.4. Données marégraphiques

Le Littoral du Sénégal dispose de stations marégraphiques sur trois principaux sites portuaires entre autres : à Saint-Louis au Nord, à Dakar dans la partie centrale du littoral et au port de Carabane au Sud. Seules les données du marégraphe de Dakar ont été exploitées dans cette recherche, car au-delà d'être le marégraphe le plus proche de la lagune de la Somone (sur la Petite Côte), la série temporelle disponible est la plus longue et les variations du niveau de la mer ne sont pas impactées par des processus estuariens contrairement aux deux autres marégraphes. Elles sont donc les plus appropriées pour caractériser les variations du niveau marin à l'embouchure de la Somone, à environ 42 Km au Sud. Cette série d'observation de marée réalisée depuis 1960 au port de Dakar a une fréquence horaire bien qu'elle présente des

gaps importants sur certaines périodes. Ces données sont librement accessibles grâce aux canaux de diffusion des données marégraphiques globaux, par exemple, le *Permanent Mean Sea Level* (PMSL) porté par le site de l'Université d'Hawaï (<https://uhslc.soest.hawaii.edu/stations/?stn=223#levels>).

3.3.5. Données de vagues

Les observations des paramètres de vagues sur le Littoral du Sénégal sont rarissimes et la plupart des études utilise généralement les sorties de données de réanalyses malgré leur faible résolution spatiale et temporelle (exemple, ERA-Intérim, ERA 5 ; WW3, etc.). La Petite Côte a bénéficié d'observations récentes des paramètres de vague à environ 25 km au large de la lagune de la Somone entre 2015 et 2019 bien que certaines périodes dans cet intervalle présentent des gaps. Lesdites observations ont été possible par le concours des équipes du Laboratoire Mixte International d'Etude du Climat d'Afrique de l'Ouest (LMI-ECLAIRS). Celles-ci ont ancré (à ~35 m de fond) en février 2015 la bouée-observatoire MELAX (14.330N, -17.228W) au large de Dakar. Cette plateforme de mesure de dernière génération a été dédiée à la recherche scientifique et au suivi opérationnel du Climat et de l'environnement marin Ouest-Africain (<https://sites.google.com/site/jointinternationallabeclairs/melax>). Les enregistrements sont effectués à haute fréquence allant de 2 Hz à 10 min selon le paramètre mesuré et la profondeur des multiples capteurs disponibles. Cette station multiparamétrique dispose d'un AWAC (NORTEK) à 35 m de profondeur, qui consiste en un profileur à effet Doppler monté avec un capteur de pression et un système de suivi acoustique de la surface libre (AST). L'AST permet une mesure directe de l'élévation de la surface libre pour pallier au problème de l'atténuation exponentielle du signal de pression avec la profondeur. Afin de nettoyer les bruits dans les données issus de l'AST, l'algorithme de [Goring and Nikora \(2002\)](#) a été appliqué au signal AST. Les données de l'AWAC sont enregistrées en fenêtres de 20 minutes à la fréquence 2 Hz (2 400 points). Les mouvements orbitaux des vagues étaient trop amortis par la profondeur d'eau de 35 m pour calculer les spectres de vagues directionnels, et l'analyse a donc été limitée aux spectres de fréquence 1D. Au-delà des paramètres de vagues, MELAX fournis d'autres paramètres océanographiques et météo-marins tels que : les niveaux d'eaux (pression de la colonne d'eau) ; les courants ; la températures et salinité ; la vitesse et direction des vents ; la pression atmosphérique ; etc. L'une des limites majeures de ce jeu de données est sa discontinuité dans le temps, mais dans l'ensemble les données sont de bonne qualité sur les périodes avec d'observations.

3.3.6. Données atmosphériques

Les champs de vent et de pression atmosphérique utilisés pour forcer les modèles implémentés dans la suite de cette recherche sont issus des modèles globaux tels que les réanalyses d'ERA5 (Hersbach et al., 2020), dont la précision a été jugée satisfaisante par de précédentes études de modélisation (Alday et al., 2021 ; Alday et al., 2022). Les conditions atmosphériques ne sont pas disponibles à basse fréquence et en continu à la station météorologique de Mbour. Elles sont pourtant impératives notamment la pression atmosphérique pour corriger les mesures de pression. Ainsi, l'option a été d'utiliser les données atmosphériques de la réanalyse Era-5 avec une résolution $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$. Situé en mer, le point d'extraction ($14,50^{\circ}\text{N}$ et $-17,25^{\circ}\text{W}$) choisi est le plus proche de la lagune de la Somone pour la prise en compte de la variation de la pression atmosphérique durant les expérimentations de terrain.

3.3.7. Données sédimentaires

La caractérisation spatiale des sédiments à différentes échelles temporelles (saisonnière, annuelle et interannuelle) proposée par Sakho (2011) dans la lagune de la Somone, a été utilisée afin de compléter les données dans les zones dépourvues de récentes observations. Ces données correspondent exclusivement aux zones quasi stables en termes de dynamique sédimentaire dans la partie en amont du système lagunaire.

3.4. Plateforme de modélisation numérique adoptée pour la recherche

Cette recherche repose grandement sur la modélisation numérique des forçages hydrodynamiques responsables des différents processus clefs qui régissent l'évolution morphologique de l'embouchure. Au cours des dernières décennies, des avancées significatives ont été apportées aux différents outils numériques disponibles au niveau international pour simuler les vagues et l'hydrodynamique littorale (e.g. Pezerat et al., 2022) mais les progrès sont moins en ce qui concerne la dynamique sédimentaire et donc la morphodynamique. Néanmoins, quelques modèles de morphodynamique existent et sont en développement permanent par certaines institutions de recherche (VIMS, DELFT, LNEC, LIENSs). Le laboratoire LIENSs (Littoral Environnement et Sociétés) de la Rochelle Université a consacré un pan important de ses activités de recherche pour la sophistication de ces outils. Dans le cadre de cette thèse, il a été développé un système de modélisation

hydrodynamique couplant différents modules (vagues, marée). Une approche graduelle a été adoptée suivant une validation progressive desdits modèles. Cette section donne une présentation générale de la plateforme numérique établie et les différents modèles qui la composent.

3.4.1. Présentation de la plateforme numérique adoptée

Dans un premier temps, nous avons développé un modèle de circulation hydrodynamique visant à simuler la propagation de la marée dans la lagune de la Somone. Les vagues et la marée interagissent avec de potentielles conséquences sur le transport de sédiments, responsable de l'évolution de la morphologie à l'embouchure. La première étape a consisté à bien représenter dans la zone d'étude (frange nord de la Petite Côte et dans la Somone) la circulation de la marée. Dans la seconde phase, l'effet des vagues a été pris en compte sur l'hydrodynamique en couplant au modèle de base, un modèle de vague. Le modèle hydrodynamique SCHISM à la base du système, est un modèle semi-implicite aux éléments finis qui utilise une méthode numérique eulérienne-lagrangienne (SCHISM, [Zhang et al. 2016](#)). Il s'agit d'un système de modélisation open source, basé sur des grilles non structurées flexibles et avantageuses car réalisant le couplage complet et de façon entièrement parallélisée avec d'autres modules (e.g. vagues, transport sédimentaire, qualité de l'eau etc.). La méthode de calcul eulérienne-lagrangienne combinée à un schéma semi-implicite assouplit les contraintes de stabilité numérique ([Zhang et al. 2020](#)) du modèle (par exemple : le critère CFL (Courant Friedrichs Lewy)) et permettent l'utilisation d'un pas de temps plus grand que celui autorisé par les méthodes explicites. Cet avantage clé a motivé le choix de ce modèle comme noyau de la plateforme par rapport à d'autres modèles existants. De plus, SCHISM fournit un cadre idéal pour modéliser les processus littoraux dans les environnements peu profonds, où la dynamique est très complexe comme c'est le cas dans les embouchures lagunaires et estuariennes. Une présentation du modèle SCHISM est effectuée dans la section 3.4.2. Les différents modèles de vagues utilisés dans le cadre de cette étude sont présentés en section 3.4.3.

3.4.2. Modèle hydrodynamique choisi

SCHISM (Semi-implicit Cross-scale Hydroscience Integrated System Model, [Zhang et al., 2016](#), www.schism.wiki) est un produit dérivé, développé à partir du modèle hydrodynamique original SELFE (V3.1dc, [Zhang et Baptista, 2008](#)), avec de nombreuses améliorations et mises à jour. SCHISM possède notamment une nouvelle extension permettant de simuler les tourbillons et la dynamique méso-échelle et une flexibilité à

modéliser à plusieurs échelles, allant des ruisseaux à l’océan ouvert (Zhang et al., 2016 ; Ye et al., 2020). Il s'agit d'un système de modélisation open source soutenu et développé par une large communauté, basé sur des grilles non-structurées. Construit autour d'un module hydrodynamique central, SCHISM comprend plusieurs modules pour les vagues, la morphodynamique, pour la qualité de l’eau et d’autres modules de transports (sédiment, hydrocarbures, bio-écologie, etc). Le modèle autorise une panoplie de configuration (1D/2DV/2DH/3D), admet des coordonnées cartésiennes ou sphériques, présente une grande flexibilité en ce qui concerne ses grilles de calculs horizontales, qui peuvent être triangulaire ou quadrangulaire, et verticale, de type Z, sigma, S ou hybride. SCHISM peut également être utilisé en modes barotrope et barocline ce qui le rend pertinent pour les estuaires. Le module hydrodynamique résout les équations des eaux peu profondes en 2DH ou 3D, en utilisant une combinaison de techniques d’éléments finis et de volumes finis. Dans sa configuration de base, le solveur hydrostatique de SCHISM résout les équations standards de Navier-Stokes avec des approximations hydrostatiques et de Boussinesq. Les équations de conservation de la quantité de mouvement résolues fournissent, l’élévation de la surface libre η et les vitesses (u , v , ω) en 3D. En mode barotrope, les équations résolues sont les suivantes :

$$\nabla \cdot \mathbf{u} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \text{Equation 3.5}$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \cdot \int_{-d}^{\eta} \mathbf{u} dz = 0 \quad \text{Equation 3.6}$$

$$\frac{D\mathbf{u}}{Dt} = -g\nabla\eta + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} \right) + \mathbf{f} \quad \text{Equation 3.7}$$

où D renvoie à la dérivé matérielle, d est la profondeur bathymétrique, $\mathbf{u} = (u, v)$ est la vitesse horizontale et ω la vitesse verticale, ν est la viscosité verticale, $\nabla = (\delta/\delta x, \delta/\delta y)$ est l’opérateur gradient horizontal, (x, y) sont des coordonnées cartésiennes (les coordonnées sphériques peuvent être optées en empruntant la méthode de Comblen et al. (2009)), z est la coordonnée verticale positive vers le zénith, t représente le temps et \mathbf{f} est la somme des termes sources et puits et peut comprendre : le gradient de pression atmosphérique, la contrainte de surface, le potentiel de marée et si couplées les forces des vagues etc.

SCHISM utilise sur l’horizontale une grille de calcul non structurée, très avantageuse car flexible pour les zones littorales à la géométrie complexe. A l’horizontale, il est possible d’utiliser uniquement des grilles composées d’éléments triangulaires, ou quadrangulaires ou

des grilles hybrides dotées à la fois d'éléments triangulaires et quadrangulaires. Dans le cadre de cette recherche, la grille de calcul a été conçue (Figure 3.15) à partir du logiciel SMS (version 11). Constituée uniquement d'éléments triangulaires, cette grille s'étend sur une grande frange Nord de la Petite Côte entre Dakar (limite nord) et Palmarin (limite sud). L'extension marine de la grille, c'est-à-dire, à partir de la lagune de la Somone jusqu'à la limite au large est de 60 km, l'extension maximale sur le continent remonte depuis l'embouchure à environ 5 km en amont de la rivière de la Somone (Figure 3.15-a). Peu résolue au large avec ~ 2 km, la résolution au port de Dakar varie de 50 à 200 m (Figure 3.15-b). Afin de bien représenter l'hydrodynamique et l'ensemble des différentes interactions entre les forçages localement dans le système lagunaire de la Somone, la lagune possède les résolutions spatiales les plus fines de la grille de calcul. La résolution la plus fine est de 8 m sur l'ensemble des principaux chenaux, la flèche sableuse et les bancs à l'embouchure ont une résolution de 10 à 20 m et les zones de mangrove ont une résolution de 15 à 20 m et finalement les larges espaces intertidaux notamment occupés par les tannes ont des résolutions de 25 à 30 m.

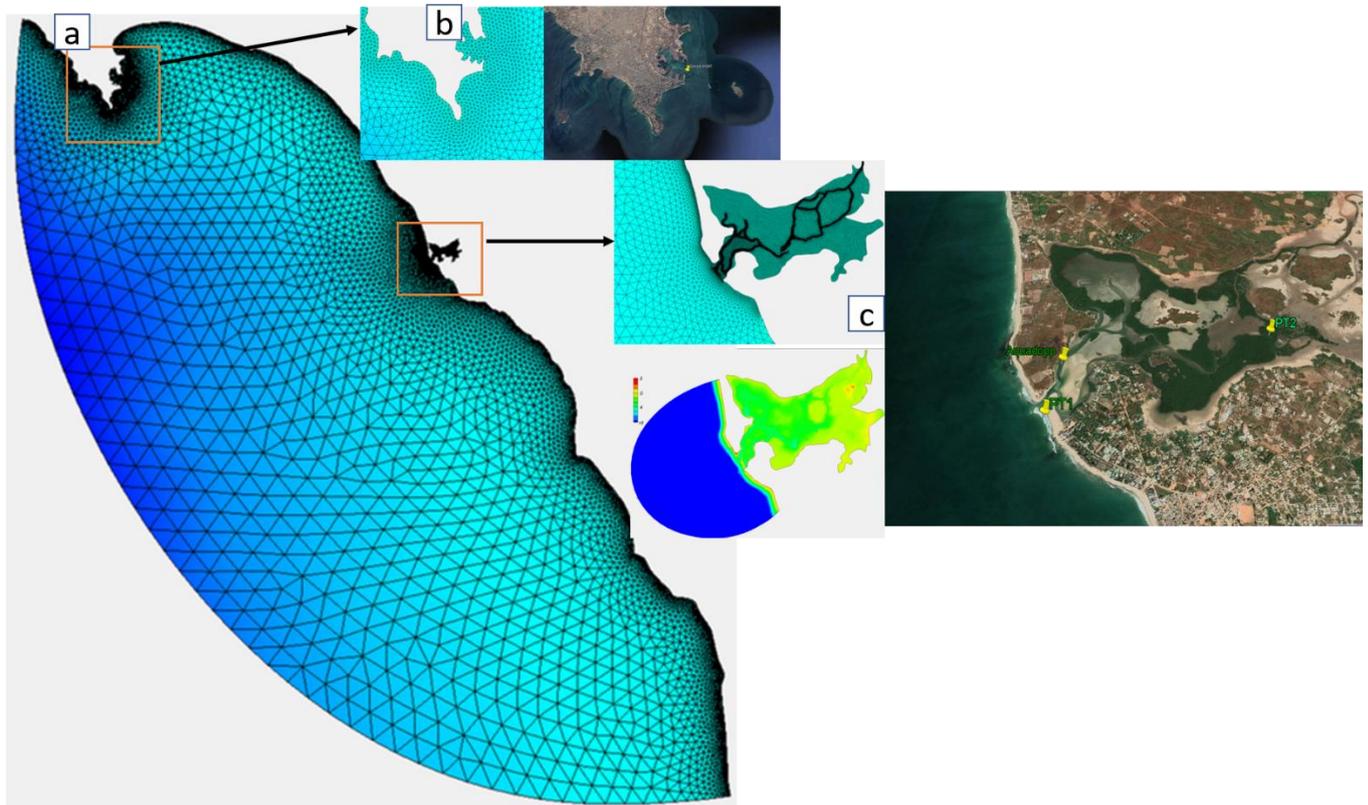


Figure 3.15. Grille de calcul horizontale utilisée dans SCHISM, s'étendant entre Dakar au Nord Palmarin au Sud de la Petite Côte (a), résolution de la grille et position de la station marégraphique du port de Dakar (b) et résolution de la grille sur la Somone, bathymétrie et une carte de fond de la lagune de la Somone qui a été discrétisée (c).

Sur la verticale, SCHIM utilise une grille hybride SZ ou encore la nouvelle grille verticale LSC^2 proposée par Zhang et al. (2015, 2016 ab). La grille SZ suit la morphologie du terrain à travers le couplage des coordonnées S (Song and Haidvogel, 1994) et des coordonnées Z (Figure 3.16). En 3D l'unité de calcul est un prisme présentant une morphologie différente entre la face de surface et celle au fond. L'élévation de la surface libre est calculée aux sommets, les composantes verticales de la vitesse sur les côtés et la vitesse verticale au centre de chaque élément (en mode 3D) comme cela est présenté à la Figure 3.16b.

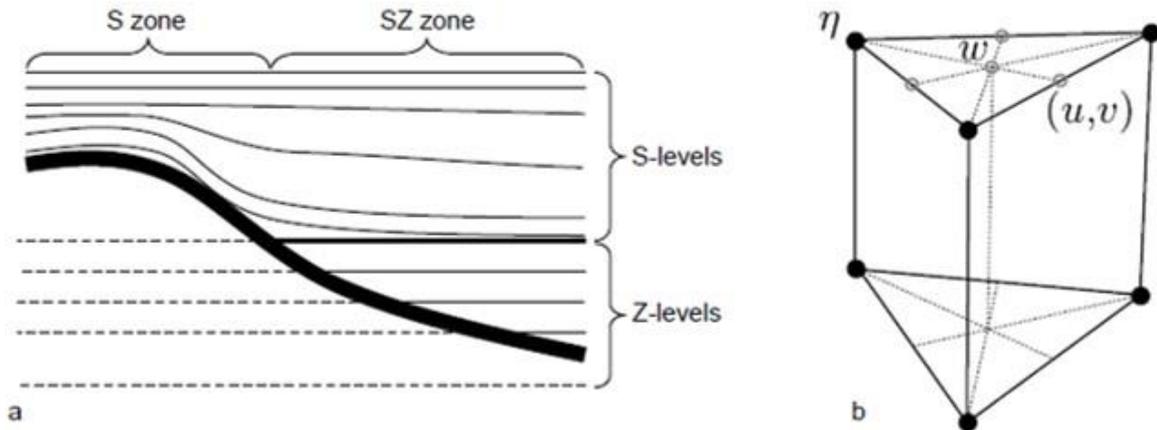


Figure 3.16. Description schématique, (a) des coordonnées verticales hybrides S-Z utilisées dans SCHISM et (b) emplacement sur l'unité de calcul des élévations et vitesses. Adapté de Zhang et al. (2016).

La grille LSC^2 est semblable à une discrétisation spatiale non structurée sur la verticale. Dans cette grille, chaque nœud possède sa propre grille verticale avec un ensemble de coordonnées sigma (σ), cela favorise une flexibilité maximale et évite les erreurs sur les gradients horizontaux liés à l'inclinaison des niveaux. Dukhovskoy et al. (2009) ont proposé une approche convenable pour la génération de cette grille. Comme avantage dans SCHISM, la grille LSC^2 joue un rôle déterminant dans la réduction du mélange diapycnal non physique et des erreurs de gradient de pression (Zhang et al. (2015, 2016ab)). Bien qu'elle soit un outil puissant pour certaines applications, elle nécessite une certaine expérience et la grille SZ est la plus souvent utilisée. Notre présente étude ne s'est pas intéressée aux effets baroclines, en considérant la lagune très peu profonde est plutôt bien mélangée. Notre modèle utilisant le mode barotrope, admet sur la verticale une grille SZ de 10 niveaux.

Dans SCHISM, les équations différentielles (Eq. 3.5 à 3.7), précédemment présentées nécessitent des Conditions Initiales (C.I) et des conditions aux frontières pour les grilles (horizontales et verticales). En général, toutes les variables d'état (η , u) sont spécifiées à $t=0$ comme nulles et celles-ci sont également spécifiées au niveau de tous les segments de limites

latérales ouvertes (exemple : océan ouvert, rivières, etc.). Sur la zone d'étude, des conditions aux limites ont été obtenues des modèles et réanalyses globales. Le modèle FES2012 a été utilisé pour forcer la marée au niveau de la frontière ouverte et la réanalyse ERA-5 pour imposer un forçage atmosphérique sur l'ensemble du domaine.

SCHISM utilise la condition aux limites au fond pour découpler l'équation de continuité 3.6 (sous sa forme moyennée sur la profondeur) de l'équation de quantité de mouvement 3.7. Au niveau du fond, SCHISM applique l'équilibre entre la contrainte interne de Reynolds et la contrainte de friction du fond appliquée comme suit :

$$\nu \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} = \tau_b \text{ at } z = -d \quad \text{Equation 3.8}$$

La forme spécifique de la contrainte de fond ζ_b dépend du type de couche limite utilisée. SCHIM utilise la couche limite turbulente proposée de [Blumberg et Mellor \(1987\)](#) dont l'utilisation est largement répandue dans la modélisation des océans. La contrainte au fond est calculée avec une loi quadratique :

$$\tau_b = \rho C_D |\mathbf{u}_b| \mathbf{u}_b \quad \text{Equation 3.9}$$

où \mathbf{u}_b est la vitesse au dessus de la cellule de calcul inférieure du fond (Eq. 3.10) et C_D est le coefficient de traînée (discuté par [Blumberg et Mellor \(1987\)](#)) calculé (Eq. 3.11) comme :

$$\mathbf{u} = \frac{\ln[(z+h)/z_0]}{\ln(\delta_b/z_0)} \mathbf{u}_b, \quad z_0 - h \leq z \leq \delta_b - h \quad \text{Equation 3.10}$$

$$C_D = \left(\frac{\kappa}{\log(z_b/z_0)} \right)^2 \quad \text{Equation 3.11}$$

où κ correspond à la constante de von Karman ($\kappa = 0.4$) et Z_b est la hauteur du fond à la surface de la cellule (de calcul) du fond. La longueur de rugosité de fond Z_0 dépend de la granulométrie du sédiment et de la possible présence de forme de fond. Bien que Z_0 puisse être estimée localement à travers des mesures de courants, une cartographie de la rugosité sur l'ensemble du domaine à modéliser est rarement disponible et Z_0 est généralement utilisée comme paramètre de calibration du modèle. Une méthode alternative consiste à utiliser un prédicteur de forme de lit, qui calcule les dimensions du lit à partir des conditions hydrodynamiques simulées sur la base de formules semi-empiriques. En eau peu profonde, la présence de vagues affecte significativement la contrainte frictionnelle de la couche limite de fond et une rugosité apparente du fond Z_{0app} peut être utilisée pour représenter la contrainte de cisaillement qui est plus accrue au fond en remplaçant Z_0 par Z_{0app} dans l'équation 3.11.

Roland et al (2012) proposent une paramétrisation implémentée dans SCHISM pour prendre en compte la contrainte maximale au fond lorsque le forçage par les vagues est pris en compte, leur configuration s'appuie sur la théorie de Grant et Madsen (1979).

À la surface de la mer, SCHISM assure l'équilibre entre la contrainte interne de Reynolds et la contrainte de cisaillement appliquée par le vent, suivant la formule :

$$\nu \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_w, \text{ at } z = \eta \quad \text{Equation 3.12}$$

où la contrainte τ_w peut être paramétrée en utilisant l'approche de Zeng et al. (1998) ou l'approche plus simple de Pond et Pickard (1998), ou encore par une formulation dépendante des vagues comme décrite dans Bertin et al. (2012b). Les viscosités turbulentes verticales sont résolues avec une méthode de longueur de mélange générique (Generic Length Scale, GLS) d'Umlauf et Burchard (2003). D'autres modèles de fermetures turbulentes ont été proposés entre autres : \mathcal{E} (Rodi, 1984) ; k- ω (Wilcox, 1998 ; Mellor and Yamada).

Une particularité très importante qui a favorisé l'utilisation du modèle numérique SCHISM, est qu'à travers un module de végétation implémenté dans le modèle, SCHISM est capable de reproduire la structure complexe de l'écoulement en 3D lorsque l'on se trouve à proximité des zones végétalisées (Zhang et al. 2020). Dans la végétation aquatique submergée, la canopée supérieure produit un échange turbulent vertical avec l'eau sus-jacente et joue un rôle important sur l'équilibre de la quantité de mouvement, tandis que la canopée inférieure communique avec l'eau environnante principalement par advection longitudinale (Nepf et Vivoni, 2000). Pour ajouter le paramètre de frottement induit par la végétation à la formulation numérique du modèle, les équations de Navier-Stokes moyennées de Reynolds (RANS) sont résolues avec un terme supplémentaire pour représenter la traînée dans les équations de l'écoulement moyen et des termes de production de turbulence induite par la traînée sont représentés dans les équations de fermeture de la turbulence, afin de tenir compte des turbulences générées par la végétation émergente ou submergée (cf. équations (7) et (8), Zhang et al. 2020). Le modèle utilise une méthode de pas de temps semi-implicite et traite implicitement les termes paramétrisant la végétation pour améliorer la stabilité numérique (Zhang et al. 2020). La stabilité est indépendante des paramètres de la végétation et le fort cisaillement autour de la végétation est simulé efficacement. Le pas de temps n'a pas besoin d'être réduit par rapport aux simulations sans végétation (Zhang et al. 2020), ce qui est très avantageux en termes de gain de calcul par rapport à plusieurs autres modèles où ce terme est traité explicitement (Beudin et al. 2017a). Jusqu'à présent, le traitement explicite des termes

de frottement induits par la végétation impliquait de réduire considérablement les pas de temps et le temps de calcul était augmenté d'un ordre de grandeur (Beudin et al. 2017a ; Beudin et al. 2017b ; Temmerman et al. 2005 ; Horstman et al. 2014). D'un point de vue pratique, la prise en compte de la végétation nécessite de fournir un coefficient de traînée (C_d), la hauteur de la végétation (h en m), la densité des tiges (N/m^2) et le diamètre (d en m) (Zhang et al. 2020), la densité et le diamètre des tiges sont multipliés pour donner une surface de traînée efficace par unité de volume. La paramétrisation de la végétation proposée par Zhang et al. 2020 dans SCHISM s'appuie sur les paramètres des tiges, plus faciles à paramétrer que les feuilles ou les racines. En traitant la végétation comme des réseaux de cylindres solides, les auteurs considèrent qu'il ne s'agit que d'une approximation du problème au premier ordre. D'autres comportements de la végétation, tels que la flexibilité, les effets d'abri, ne sont pas encore intégrés à ce module. Dans le cadre de cette recherche, des mesures de morphologie de la mangrove ont été effectuées par l'estimation sur le terrain de la densité d'occupation de la mangrove, mesure de hauteurs de plants de mangrove ainsi que les diamètres de tige et des racines. Cela a fourni donc les éléments nécessaires pour la paramétrisation/représentation numérique de la mangrove de la Somone dans SCHISM.

Enfin, concernant la méthode de calcul numérique, SCHISM résout les équations 3.6 et 3.7 en utilisant simultanément un schéma semi-implicite, avec une méthode eulérienne-lagrangienne (ELM) pour l'advection dans l'équation 3.7. Un schéma de type éléments finis de Galerkin continu est appliqué aux équations 3.6 et 3.7, aboutissant à une matrice positive, symétrique qui peut être résolue avec un solveur itératif efficace comme la méthode jacobienne du gradient conjugué (Zhang et Baptista, 2008b). En raison de l'hypothèse hydrostatique utilisée dans les équations en eaux peu profondes, la vitesse verticale ω est résolue à partir de l'équation 3.5 avec une méthode de volumes finis, ce qui permet enfin de résoudre les équations 3.6 et 3.7. D'autres détails sur le modèle SCHISM peuvent être trouvés dans Zhang et al. (2016), Zhang et al. (2019) et Zhang et al. (2020).

3.4.3. Modèles de vagues utilisés

Un intérêt particulier a été porté sur la modélisation de la dynamique des vagues, qui peuvent avoir un fort impact, notamment pendant les périodes de faibles marnages dans cet environnement microtidal. De ce fait, le choix et la mise en œuvre des différents modèles de vagues compatibles avec les différentes échelles (spatiales et temporelles) du problème ont été

effectués. Ainsi, afin d'étudier le climat de vagues à l'échelle régionale, le code de calcul WAVEWATCH III a été implémenté (WW3, Tolman, 2009) alors qu'à l'échelle locale, on utilise le code de calcul WWM-II (Roland et al., 2012). Ces deux codes de calcul résolvant les mêmes équations, leur description ne fait pas l'objet de sections spécifiques et WWIII sera décrit en détail au chapitre 5. WW3 présente l'une des approches les plus efficaces pour la modélisation des vagues en eaux profondes. Cette application a par la suite fourni des conditions aux limites sous la forme de spectres directionnels pour une application du code WWM-II, plus adapté aux échelles littorales de la Petite Côte du Sénégal et notamment localement au niveau de la Somone. Outre l'étude du climat de vagues le long des côtes sénégalaises présentée au chapitre 5, WW3 a permis de calculer des séries temporelles de spectres directionnels utilisés comme conditions aux limites du modèle WWM-II (Roland, 2009 ; Roland et al., 2012) pour la réalisation d'une modélisation couplée vague-courant avec le modèle SCHISM. Très avantageux en termes de calcul, ce couplage s'effectue en mode implicite et les calculs se font sur la même grille. Plusieurs recherches précédentes ont démontré une efficacité dans le couplage de ces deux modules (Fortunato et al., 2021 ; Bertin et al., 2020). Les deux modèles de spectres de vagues : WW3, WWM-III résolvent l'équation de l'action des vagues (Komen et al., 1994). La description des termes sources (Alday et al., 2022; Alday et al., 2021, Ardhuin et al., 2010) et des approches numériques adoptées dans ces modèles (WaveWatch III R© Development Group, 2019 ; Ardhuin et al., 2010 ; Roland, 2009) présentent plusieurs similarités.

3.4.4. Description globale de la stratégie de modélisation

Les trois différents modèles utilisés pour la réalisation de cette étude sont tous multi-échelles, et deux sont susceptibles d'utiliser la même grille de calcul avec des schémas numériques compatibles (SCHISM et WWM-II). La démarche a consisté à utiliser les modèles dans l'ordre suivant :

- (1) Au cœur du système de modélisation adopté, le modèle SCHISM a été utilisé en mode 3D barotrope sur la grille de calcul triangulaire (Figure 3.15) pour représenter l'hydrodynamique (la propagation de la marée) dans la lagune de la Somone. La mangrove est représentée numériquement via le module de végétation implémenté dans SCHISM (Zhang and al. 2020). L'implémentation dans SCHISM et la validation de l'hydrodynamique sur la zone d'étude sont présentées dans le chapitre 4 (les résultats sont en révision dans un journal).

- (2) Le modèle de vague WW3 a été utilisé à différentes résolutions sur des grilles régulières, d'abord à l'échelle régionale sur l'Atlantique tropical afin de fournir des conditions spectrales utilisées par la suite pour effectuer une modélisation à haute résolution des vagues sur tout le littoral du Sénégal. WW3 a été utilisé pour implémenter des simulations rétrospectives de vagues sur 42 années (1980-2021), simulations par la suite validées grâce aux observations de la bouées MELAX. Cette phase a été très importante car elle fournit des conditions spectrales pour le modèle WWM couplé plus tard à la marée simulée avec SCHISM. De plus à partir des 4 décennies d'hindcast ainsi obtenus pour le littoral, les conditions extrêmes durant les tempêtes majeures sur le Sénégal sont disponibles et il est donc possible d'évaluer les processus ayant conduit à la fermeture de la lagune de la Somone, par exemple l'évènement de tempête de 1987 (ayant conduit à la rupture de la flèche de Sangomar sur la Petite Côte). Ces 04 décennies de simulations rétrospectives ont permis d'étudier la climatologie des vagues sur le Littoral du Sénégal (résultats publiés). L'implémentation et la validation de cette configuration sont présentées dans le Chapitre 5.
- (3) Le modèle WWM a fonctionné en parallèle sur la même grille de calcul que SCHISM et il a été couplé à ce dernier en mode implicite, en utilisant les conditions aux limites bien résolues issues du nouveau hindcast précédemment obtenu de WW3. Dans la dernière partie de cette recherche qui évalue l'effet des vagues sur les courants, l'implémentation et la validation des modèles couplés WWM et SCHISM sont présentées au chapitre 6.

Résumé :

Afin d'étudier la morphodynamique dans la lagune de la Somone, ces travaux de recherche ont reposé de façon essentielle sur les observations de terrain tout au long de la thèse et ont été fortement pénalisées par la pandémie à la Covid 19. Très variées, les observations obtenues à l'issue de nombreuses missions de terrain ont concerné : (a) la morphologie (topographie/bathymétrie) de la lagune de la Somone ; (b) les mesures hydrodynamiques (paramètres de la marée et de vagues) et les (c) données sédimentaires. Bien que l'ensemble du matériel déployé fût suffisant et adéquat pour garantir de bonnes observations, certains soucis techniques ont parfois constitué une limite en rendant difficile l'exploitation de certaines mesures. Au terme des missions, toutes les informations recueillies sur le terrain sous différentes fréquences se sont avérées satisfaisantes pour répondre au besoin du projet de recherche surtout qu'à celles-ci ce sont ajoutées des données d'autres projets ou des réanalyses librement accessibles.

L'ensemble des observations recueillies sur le site d'étude combinées à toutes les données qui émanent de sources additionnelles ont, à travers leur exploitation, donné une première idée des processus clefs susceptibles de contrôler la dynamique hydro-sédimentaire à l'embouchure de la lagune de la Somone. Parmi ces processus, il a été observé sur la base des visualisations de terrain et des premières analyses : **(1)** le développement d'une asymétrie durant la propagation de la marée, probablement liée à la forte friction générée par la forêt de mangrove (sa principale unité morphologique) ; **(2)** une évolution rapide de la morphologie de l'embouchure du système observé, même sous des conditions de vagues très peu énergétiques, ce qui souligne l'importance de caractériser les différents régimes de vagues localement sur cette partie de la côte sénégalaise, afin de mieux comprendre quelles conditions peuvent promouvoir la fermeture du système. Ce second axe de recherche permettra de connaître les conditions extrêmes associées aux tempêtes majeures ayant touché le Sénégal, comme celle survenue du 27 au 28 Février 1987 sur la côte sénégalaise. Les conclusions des deux précédents axes d'investigation permettront d'analyser d'autres processus clefs responsables du transport sédimentaire à l'embouchure et par conséquent de son évolution morphodynamique. Afin d'investiguer la dynamique de ces principaux forçages (marée, vagues, et interactions, etc.) dans la lagune de la Somone, un système de modélisation numérique a été implémenté, avec à sa base un module de circulation (dynamique de la marée) qui sera plus tard couplé à la dynamique des vagues. L'ensemble des modèles choisis afin de développer une plateforme robuste et adapté a été présenté (type de grille de calcul et des méthode numériques, couplages, ...). Cette plateforme d'outils numériques choisie est très flexible car les modules utilisés peuvent tourner indépendamment en modes 2DH ou 3D. Les calculs pouvant s'effectuer en mode implicite, les temps de calcul seront assez raisonnables pour la faisabilité du projet de recherche. La description de ce système de modélisation est progressivement développée dans les prochains chapitres.

CHAP 4.

IMPACT DE LA MANGROVE SUR LA PROPAGATION DE LA MAREE DANS LA LAGUNE DE LA SOMONE

La propagation de la marée est décrite au large de la Petite Côte sénégalaise, puis localement à l'intérieur de la lagune de la Somone. Pour caractériser le forçage de la marée, une étude de l'impact que peut avoir les différentes unités morphologiques du système lagunaire sur l'hydrodynamique a été menée. Les résultats ont montré que la marée symétrique au large de la Somone, subit une forte distorsion et dissipation, d'abord à la passe de l'embouchure puis par la mangrove (sa principale unité morphologique) à l'intérieur du système lagunaire, modifiant de ce fait, les niveaux d'eau, les durées entre les flots et les jusants ainsi que les courants associés. Ces premiers résultats ont apporté des éléments nouveaux pour la compréhension de l'hydrodynamique à l'embouchure et à l'intérieur de la lagune de la Somone. Vues les implications majeures desdits résultats pour la compréhension de l'impact de la mangrove sur la propagation de la marée et la dynamique hydro-sédimentaire dans ce type d'environnement, un article scientifique est en cours de révision dans le *Journal Environmental Earth Sciences* sous le titre : « ***Impact of Mangrove on Tidal Propagation in a Tropical Coastal Lagoon*** ». Dans la suite de ce chapitre, le résumé de ce travail est présenté en première partie et la seconde section correspond à l'article.

4.1. Résumé de la recherche menée

Principal forçage de l'hydrodynamique dans la lagune de la Somone, la marée peut jouer un rôle majeur sur l'évolution morphologique du système. La marée a été étudiée dans la zone d'étude sur la base d'une configuration numérique en mode 3D. Cette configuration a été implémentée à partir du modèle hydrodynamique SCHISM et validée grâce aux observations du marégraphe de Dakar et celles hydrodynamiques réalisées en Octobre 2020 localement dans le système lagunaire de la Somone. Le modèle utilisé dispose d'un module dédié à la paramétrisation de la végétation. Afin de bien représenter numériquement la mangrove dans le modèle, une caractérisation spatiale et morphométrique de la mangrove a été effectuée sur le terrain. A terme, les courants et les niveaux d'eaux ont montré de faibles erreurs entre les sorties du modèle établi et les observations. Par la suite donc, sur la base de cette configuration la dynamique de la marée a été étudiée depuis le large de la Petite Côte jusque à l'intérieur du système lagunaire de la Somone. La marée observée au large de la Petite Côte est symétrique dans la partie externe du système lagunaire. La propagation de la marée à l'intérieur de la lagune a montré le développement d'une asymétrie de la marée qui augmente de l'aval vers l'amont où notamment la végétation de mangrove est la principale unité qui occupe le domaine. De précédentes études dans différents systèmes (lagunes, estuaires) ont relayé les effets frictionnels propres à la végétation de mangrove sur l'hydrodynamique. La recherche s'est donc intéressée à évaluer l'impact de la mangrove sur la propagation de la marée dans la lagune de la Somone. Afin d'évaluer l'effet de la présence de cette végétation sur le développement de l'asymétrie observée à l'intérieur de la lagune, une seconde configuration numérique a été utilisée. Dans celle-ci, le module de végétation n'est pas pris en compte, i.e., la propagation de la marée se fait dans la lagune de la Somone sans végétation (mangrove) et donc pas friction liée à la mangrove durant la propagation. La comparaison de la simulation de base (avec mangrove) et de la seconde (sans mangrove) montre qu'effectivement le développement de l'asymétrie à l'intérieur de la lagune est liée à la végétation de mangrove. La mangrove modifie spatialement les niveaux d'eau et les courants même à l'embouchure, bien loin des zones de mangroves. L'effet induit par la mangrove sur l'hydrodynamique inclut : (1) une dissipation de l'énergie de la marée et une (2) distorsion de l'onde de marée. La dissipation observée montre que la mangrove atténue plus la principale harmonique semi-diurne (M_2) comparée à la principale diurne (K_1), mais par contre elle est à

l'origine d'un développement des harmoniques quart-diurnes (M_4) dans le système lagunaire. La distorsion de la marée est intensifiée par la présence de la mangrove. Ces deux processus expliquent donc l'asymétrie dans le système. Cette asymétrie a comme conséquence, une dominance des jusants sur les flots qui se traduit par des courants de jusants 50% plus forts dont la durée peut s'étendre de 0,5 à 3,5 h de plus que les flots. Finalement suivant le régime de la marée, l'asymétrie liée à l'impact de la mangrove observée en période de vives-eaux (durant laquelle les eaux inondent plus les zones de mangrove) est plus forte qu'en période de mortes-eaux (mangroves faiblement inondées), période durant laquelle un rééquilibre peut s'établir avec des caractéristiques des jusants équivalentes à celles des flots. Tous ces résultats sont présentés dans la seconde section.

4.2. Impact de la mangrove sur la propagation de la marée dans la lagune de la Somone



IMPACT OF MANGROVE ON TIDAL PROPAGATION IN A TROPICAL COASTAL LAGOON

Marcellin SAMOU SEUIP^{1,2}, Xavier BERTIN², Issa SAKHO^{3,4}, Mouhamadou Bachir DIOUF¹

¹ Laboratoire de Sédimentologie et de Biostratigraphie, Faculté des Sciences et Techniques, Université Cheikh Anta DIOP de Dakar, BP : 5005 Dakar-Fann, Sénégal

² UMR 7266 Littoral Environnement et Sociétés (LIENSs), CNRS - La Rochelle Université, 2 rue Olympe de Gouges France.

³ Université Amadou Mahtar MBOW de Dakar à Diamnadio, UMR Sciences, Technologies Avancées et Développement Durable, BP 45927. Dakar – Sénégal

⁴ NormandieUniv, UNIROUEN, UNICAEN, UMR CNRS 6143 M2C, 76000 Rouen, France

ABSTRACT :

Very complex aquatic ecosystem, the mangrove forest colonizes coastal lagoons, estuaries and deltas in tropical and subtropical zones. This study investigates the impact of mangrove vegetation on tidal propagation in the Somone Coastal Lagoon, located on the Senegalese small coast. The analysis of new field data is complemented with the application of a 3D circulation model accounting for vegetation. The analysis of well-reproduced water levels and currents over the whole lagoon make it possible to spatially study the amplitudes of the main tidal harmonics, semi-diurnal (M_2), diurnal (K_1) and the major overtide (M_4). The comparison between our baseline model accounting for vegetation and a configuration without vegetation reveals firstly that the mangrove strongly attenuates tidal propagation in the lagoon, with a stronger impact on semi-diurnal waves than diurnal waves. Tidal currents are also strongly reduced when the mangrove is accounted for, even close to the inlet mouth, far away from vegetation areas. The mangrove also enhances tidal asymmetry and promotes ebb dominance, both in terms of duration (ebbs last from 0.5 up to 3 h more than floods) and current magnitude (ebb currents are about 50% stronger). Spring tides accentuate ebb-dominance compared to neap tides, where tidal asymmetry is weaker.

Keywords: Coastal lagoon, Tidal propagation, Mangrove forest, Tidal asymmetry, SCHISM, Somone River.

4.2.1. INTRODUCTION

Coastal ecosystems such as lagoons, estuaries and deltas, are among the most productive aquatic environments in the world (Day et al. 1987; Kjerfve 1994; Miththapala 2013; El Mahrad et al. 2022), while they host a specific variety of fauna and flora. Tidal inlet and barrier island systems represent about 10-17% of the world coastlines (e.g., Stutz and Pilkey 2001; Stutz and Pilkey 2011). Coastal lagoons are impacted by both natural and anthropogenic processes (Webster and Harris 2004; Sakho et al. 2011; Sousa et al. 2009; Sakho et al. 2022). They often exhibit very high primary and secondary production rates and are valuable for fisheries, aquaculture, and sometimes for salt extraction (Kjerfve 1994). Worldwide, barrier coasts usually backed by lagoons are particularly common along the African Coasts (17.9 % of the worldwide coastline barrier, Cromwell 1971; Barnes 1980; Kennish and Paerl 2010), with for instance a continuous sequence along the Atlantic Coast of Western Africa (Albaret and Diouf 1994). The dynamics of coastal lagoons is complex due to the combination of tide, short waves, river input, wind, precipitation to evaporation balance and surface heat balance. It is important to understand the impacts of the ever-changing natural forcing on the hydro-sedimentary dynamics and morphological development of coastal lagoons so as to ensure a sustainable management of these systems (Wang et al. 1999). In the eastern tropical Atlantic, the tide is symmetrical off the West African coast (Song et al. 2011; Núñez et al. 2020) and the possible development of an asymmetrical tide on the coasts is linked to non-linear effects (Song et al. 2011). In open coastal lagoons, tides can dominate hydrodynamics over river flows although the associated dynamics is very complex. Tidal wave propagates in a shallow medium and because of non-linear interactions, deforms and becomes asymmetrical, modifying the intervals between the flood and the ebb as well as tidal currents (Dias et al. 2013). The interaction of a tidal constituent with itself or with others fundamental constituents generates overtides (e.g., M₄) and fortnightly (e.g., MsF) constituents. In deep inlets and estuaries where the total water depth varies little between low tide and high tide, mass conservation implies that shorter floods (resp. ebbs) result in stronger currents compared to ebbs (resp. floods), so that the inlet is flood-dominated (resp. ebb-dominated) in terms of sediment transport (Aubrey 1986; Friedrichs and Aubrey 1988; Friedrichs et al. 1992). This situation strongly contrasts with shallow inlets (i.e., when the ratio between the mean water depth and the tidal range is below unity) where longer ebbs are usually characterized by stronger currents than during flood, so that these systems can be ebb-dominated (Bertin et al. 2009; Brown and Davies 2010; Dodet et al. 2013). This paradoxical

behavior is explained by a strong tidal distortion, where ebbs take place in much shallower water depths than flood so that mass conservation is preserved. Aquatic vegetation also plays a significant role in near-shore hydrodynamics in many coastal areas (Brookes and Shields 1996; Norris et al. 2017; Zhang et al. 2020). Tidal dissipation by friction in mangrove environments can also lead to tidal asymmetry (Mazda et al. 1995; Aucan and Ridd 2000; Horstman et al. 2021). In the tropical band, many coastal lagoons are characterized by the presence of aquatic vegetation like mangroves. Mangrove ecosystems are unique transitional coastal ecosystems generally confined to the tropical and subtropical world regions in between 30°N and 30°S latitude (Giri et al. 2011). It is also well known that mangrove habitats are super productive natural ecosystems (Spalding et al. 1997; FAO 2007) while they develop along about 75 % of tropical and subtropical coasts (Day et al. 1987), covering about 137,760 km² worldwide in year 2000 (Giri et al. 2011). When mangroves are in direct contact with the marine environment, they constitute a physical barrier and promote coastal protection by attenuating tide, swells energy, storms surge and tsunamis (Mazda et al. 1997; Saad et al. 1999; Dahdouh-Guebas et al. 2005; Dahdouh-Guebas and Koedam 2008; Horstman et al. 2014; Montgomery et al. 2018; Montgomery et al. 2019). Understanding mangrove forest interactions with hydrodynamics is important for the sustainable management of water resources, ecological functioning and flooding hazards. Submerged and emergent vegetation in shallow water significantly affects the flow and turbulence structure (Zhang et al. 2020). A notable characteristic of hydrodynamics of mangrove creeks is the asymmetry between the flood and ebb water velocity, often characterized by an ebb-dominance (Wolanski et al. 1980). Flow through emergent vegetation is largely governed by a balance between pressure gradients and vegetation drag with small length-scale turbulence produced by vegetation wakes (Nepf 1999; Nepf and Vivoni 2000; Zhang et al. 2020). Previous modeling studies focused on mangrove swamp system interactions with tidal propagation and the consequent effect of this vegetation on hydrodynamics (Mazda et al. 1995; Wolanski et al. 1990; Furukawa et al. 1997). For this purpose, a common way of modeling the effects of vegetation drag on currents is simply by applying an increased uniform bed roughness or a Manning coefficient in 2DH models (Aucan and Ridd 2000; Mazda et al. 1995; Wolanski et al. 1980; Kurniawan et al. 2014). However, this approach neglects important 3D effects such as differences between submerged and emergent vegetation on momentum (Lapetina and Sheng 2014; Zhang et al. 2020). In other analytical approaches, the quantification of momentum losses, either computed directly from the vegetation drag or indirectly with a representative

vegetation roughness, comes from a spatially-averaged vegetation density and often assumes an element drag coefficient (C_d) constant (Temmerman et al. 2005; Baptist et al. 2007; Horstman et al. 2013; Horstman et al. 2015; Horstman et al. 2021). Among the possible approaches to account for mangrove in hydrodynamic simulations, Mazda et al (2005) related vegetation-induced drag forces to a vegetation density parameter. Many authors have advocated that 3D hydrodynamic models should better represent the vertical distribution of vegetation effects according to its density distribution (Mazda et al. 2005; Temmerman et al. 2005; Horstman et al. 2015; Zhang et al. 2020), to properly simulate the drag force and blockage on the flow structure in the mangrove swamp system or others aquatic vegetation. A lot of studies on vegetation-hydrodynamic interactions have already been conducted (e.g., Biggs et al. 2016; Moki et al. 2020; Zhang et al. 2020) but very few on the mangrove and even less at the scale of a coastal lagoon with an advanced representation in a 3D model. Based on a 3D numerical model, this study investigates the impact of mangrove vegetation on tidal propagation in a tropical shallow coastal lagoon mostly forced by tides. Interest is placed here on evaluating the modifications of tidal propagation (water levels, harmonic structure and resulting currents) both in areas without vegetation and inside mangrove. In the next section (section 2), the study area is presented, followed by a description of the methodology used for this study in section 3. In section 4, the results are presented and the outcomes of this study are finally discussed before some conclusions are drawn.

4.2.2. STUDY AREA

4.2.2.1 General Description

Located on the Senegalese “*Petite Côte*” (figure 1a, 1b) and bordered to the west by the Atlantic Ocean, the Somone Lagoon is a West African coastal lagoon (figure 1c) erected in Protected Marine Area since 2020. Sheltering an immensely rich biodiversity, it is a microtidal shallow (0-4 m) system set up during the Holocene period (Sakho 2011). The Somone River watershed extends over a surface area of 485 km². Belonging to the Sahelo-Soudanian tropical domain, the site is characterized by the alternation of two contrasting seasons: the dry season (November to May) and a shorter wet season (from June to October), where the mean rainfall is less than < 500 mm/yr since the 1960s). The dry seasonal regime is characterized by the predominance of the north, northeast and east winds and a humid seasonal regime dominated by western, southern and southwestern winds. The wet season is

generally characterized by wind speeds below 4 m/s and in the dry season, wind speeds are sometimes twice as strong, 4 to 6 m/s (Sakho 2011). The lagoon system has four main morphological units: the mangrove forest, the inlet area, the mudflats and barren areas (sterile soils). One of the key features of this coastal lagoon is the development of the mangrove forest, which covers ~16% of its surface area (Sakho et al. 2011) with a dominance of *Rhizophora*. Close to the inlet, the mangrove disappears and morphological units typical of tidal inlets develop: a flood delta, a shallow channel controlled by bedrock outcrops to the north and a small and mostly subtidal ebb-delta. Unlike other sandspits in Senegal which are oriented southward following the dominant longshore transport, the sandy spit developing at the southern margin of the inlet is oriented northward, opposite to the south-eastward regional longshore transport but this dynamic is poorly known. For sediments grain size in Somone River, the sand fraction is dominant and ranges from medium to fine sands near the inlet while mangrove areas are characterized by an accumulation of silts and clays (Sakho 2011).

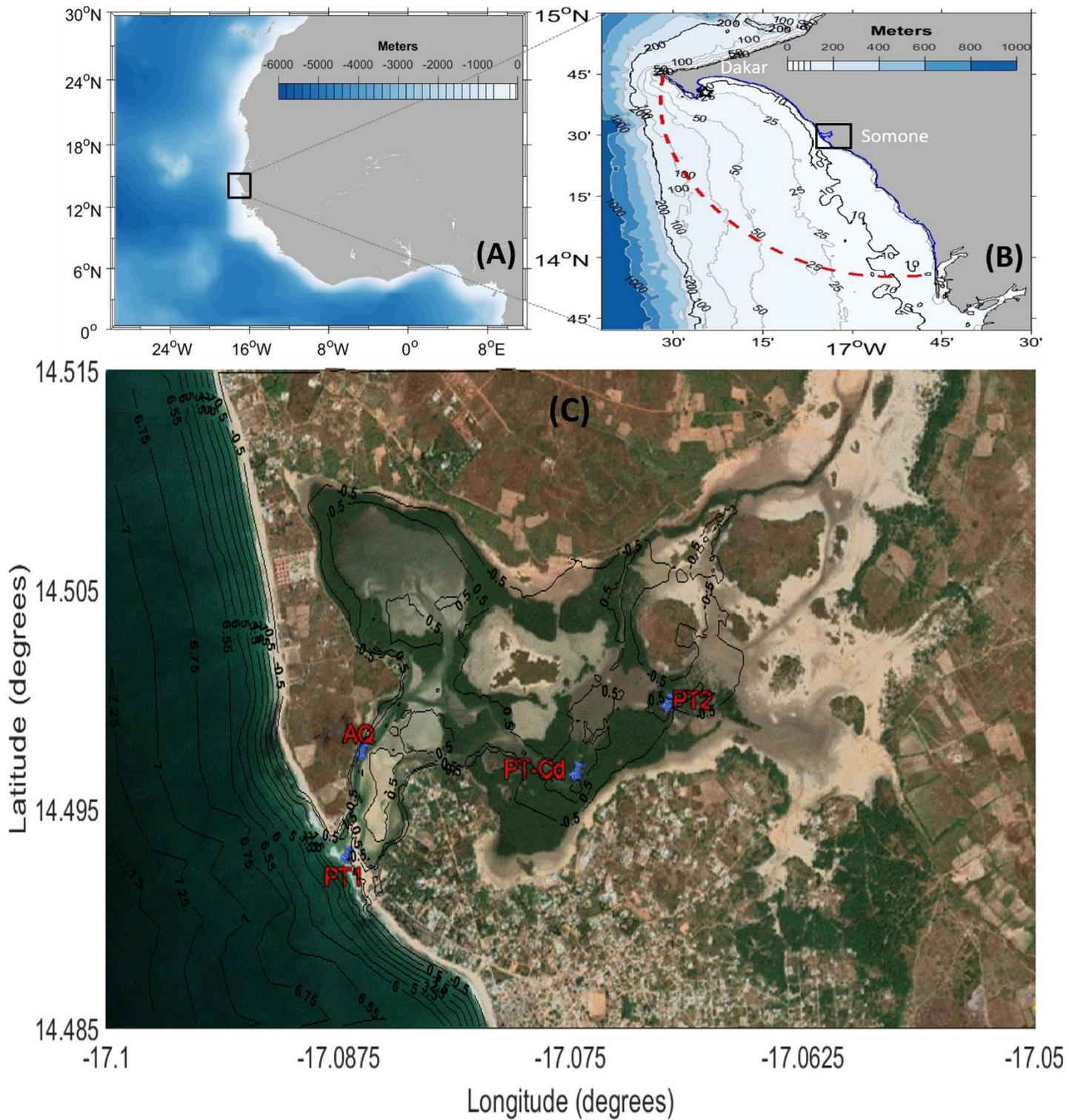


Figure 1: (A) Location of the study site on the small Senegal coast in West Africa, (B) Extension of the computational domain (sea boundaries in red dash-dotted line and land boundaries in blue) with the position of the Dakar tide gauge (black star) and (C) the Somone coastal lagoon with the position of measurement stations and its local bathymetry. (The offshore bathymetry comes from Gebco (2019) and Geographical Datum WGS 84 is used for the georeferencing).

4.2.2.2 Hydrodynamic

The Somone lagoon is fed intermittently by a small river upstream, with a discharge ranging from 0 to 9.4 m³/s (Sakho 2011). Due to the construction of several dams upstream, freshwater discharges in the lagoon are almost non-existent and negligible, partly linked to high water stress due to climate change (Sakho 2011). Therefore, hydrodynamic circulation is mostly driven by tides. The external tide off the Somone lagoon is symmetrical. Tides are semidiurnal and range from 0.5 m to 2 m seaward but they suffer a strong dissipation inside the lagoon, although it has never been quantified. The water circulation in the lagoon flows through a little hierarchical channels and large tidal flats. Following the characteristic of Le Floch (1961), Somone lagoon is a hyposynchronous estuary.

4.2.3. METHODS AND DATA

4.2.3.1 Topographic and Bathymetric surveys

To characterize the morphology of the area of interest, several topographic campaigns were performed with DGPS (RTK GNSS). For the bathymetry, we used a single beam echosounder and carried out a bathymetric campaign in 2020 from October 20th to 26th, inside the lagoon and up 500 m offshore of the inlet. Beyond this marine limit, the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO 2019, <https://download.gebco.net/>) data were used. In this study, the vertical reference for the measurements taken is the Mean Sea Level (MSL) for both morphological and hydrodynamics data.

4.2.3.2 Hydrodynamic parameters: water level and current measurements

Hydrodynamic measurements were carried out in the lagoon at 2 different periods, first from the 21/10/2020 to the 04/11/2020 (14 days of continuous measurement at 2 Hz for water level and 2 min for currents), then from the 01/12/2020 to the 01/08/2021 (07 months) recording water level at a low frequency (10 min). To gradually follow the tidal wave from downstream to upstream of the lagoon system, the stations (figure 1c) chosen are: a sea station 'PT1' located approximately 100 m from the mouth (hereafter, SEA-PT1); a station 'AQ' at 500 m from the lagoon entrance (hereafter, Aquadopp); an upstream station 'PT2' (approximately 2.5 km from mouth) inside the mangrove (hereafter, Mangrove-PT2) and a last station 'PT-Cd' only used during low frequency observation at the intermediate downstream-upstream, in the deepest zone of the system (hereafter, PT-Coude). The pressure sensors SEA-PT1 and Mangrove-PT2 were placed at the bottom and recorded at 2 Hz, while

the Aquadopp (300 m depth rating, version 1.40.16) was located 0.6 m from the bottom and measured water pressure and currents averaged over 02 min. While deployed 0.6 m from the bottom, this Aquadopp integrated current velocities between 0.97 and 1.72 m from the bottom. Our study area benefits from the hourly tidal observations made at Dakar harbor (here after, Dakar Port) since 1960 (around 60 years, <https://uhslc.soest.hawaii.edu/stations/?stn=223#levels>). Regarding the Somone River upstream, although fresh water discharges were not measured during our field observations (from October to December 2020), they are considered negligible because the observation period correspond to the dry season, in addition to the presence of several dams as explained in section 2.2.

4.2.3.3 Numerical Modelling

4.2.3.3.1 SCHISM Model Presentation

For this study, we used the 3D Semi-implicit Cross-scale Hydroscience Integrated System Model (SCHISM, www.schism.wiki) to explore tide dynamics in the Somone coastal lagoon. It is an open-source community-supported modeling system based on unstructured grids, designed for seamless simulation of 3D baroclinic circulation across creek-lake-river-estuary-shelf-ocean scales (Zhang et al. 2016). This model is very efficient in terms of computational time and is widely used for similar coastal research studies (Picado et al. 2010; Dodet et al. 2013; Pein et al. 2014; Guerreiro et al. 2015; Zhang et al. 2016; Zhang et al. 2020; Oliveira et al. 2021). By solving the standard Navier-Stokes equations with hydrostatic and Boussinesq approximations, SCHISM uses a combination of a semi-implicit finite-element/finite-volume scheme and an Eulerian Lagrangian Method to treat the momentum advection, which guaranties a good balance between efficiently and numerical stability. Numerical computations are based on a flexible unstructured grid in the horizontal and both hybrid S-Z or LSC² grids in the vertical when used in 3D. The hydrostatic solver of SCHISM can be coupled with other modules incorporated in the modelling system such as sediment transport, short waves, water quality, oil spills and biology, etc. A detailed description of SCHISM, the governing equations and its numerical implementation can be found in Zhang et al (2016).

4.2.3.3.2 The Vegetation Module

SCHISM numerical model is capable of reproducing the complex 3D flow structure found near vegetated areas (Zhang et al. 2020). In submerged aquatic vegetation, the upper

canopy produces vertical turbulent exchange with the overlying water and plays a significant role in the momentum balance and the lower canopy communicates with surrounding water predominantly through longitudinal advection (Nepf and Vivoni 2000). To add the vegetation friction parameter to the model numerical formulation, the Reynold's Averaged Navier-Stokes (RANS) equations are solved with an additional form drag term in the mean flow momentum equations and drag-induced turbulence production terms in the turbulence closure equations, in order to account for turbulence generated by either emergent or submerged vegetation (cf. Eqs. (7) and (8) in Zhang et al. 2020). The model uses a semi-implicit time stepping method and treats the vegetation-related terms implicitly to enhance numerical stability (Zhang et al. 2020). The stability is independent of the vegetation parameters, and the strong shear around the vegetation is efficiently simulated. The time step does not need to be reduced as compared with simulations without vegetation (Zhang et al. 2020). Until now, the explicit treatment of the very strong vegetation-induced friction terms involved reducing the time steps considerably and the computation time was increased by one order of magnitude (Temmerman et al. 2005; Horstman et al. 2014; Beudin et al. 2017a; Beudin et al. 2017b). The practical requirements for the SCHISM vegetation module include a drag coefficient, the canopy height, the stem density, and diameter (Zhang et al. 2020), both stem density and diameter being multiplied to give effective drag area per unit volume. The parametrization of vegetation proposed by Zhang et al (2020) relies on stems parameters, which are easier to parameterize compared to leaves or roots. In treating the vegetation as arrays of solid cylinders, they authors consider that it is only a first-order approximation of the problem. Other behaviors of vegetation, such as flexibility, sheltering effects are not yet incorporated to this module.

4.2.3.4 Model Implementation

The model domain extends about 200 km along the coast (from the Dakar peninsula in the North to Palmarin to the South (figure 1a)), encompassing a large part of the small Senegalese coast, and between 10-60 km in the cross-shore direction. The computational horizontal unstructured grid used consists of 25247 nodes for 48824 elements with triangular meshes ranging from 2 to 3 km offshore, between 200 m to 50 m when approaching the coastline (figure 1b) and a finer resolution on the Somone lagoon (8 m for the tidal channels; 10-20 m for the sandbank and between 20-30 m in the mangrove and intertidal flat areas). This grid takes into account areas that may be flooded beyond the maximum tidal elevation,

as land elevations of up to 2 m above mean sea level are covered. The vertical grid used here is Sigma-generalized (SZ) coordinates and has 10 levels. Additionally, the bathymetry at inaccessible places (too muddy, loss of signal of the RTK GNSS during recording due to the proximity of the mangrove) in the lagoon, was estimated by the water line method of [Khan et al \(2019\)](#) applied to Sentinels 2 images and water levels measured inside the lagoon at PT-Coude. For the duration of the water level observations at PT-Cd, all available Sentinel 2 images of the lagoon with low nebulosity were first collected, such as to digitalize the waterline limit outside mangrove swamps. For each digitized limit, a bathymetry corresponding to the equivalent water level observed at the PT-Cd was assigned. A total of 14 different lines were thus obtained for distinct tide periods, covering vast intertidal spaces. The model is run in 3D barotropic mode, and forced along its open boundary by the 13 main astronomical constituents linearly interpolated from the regional model FES2012 ([Carrère et al. 2012](#)). Based on water level recordings from the Dakar tide gauge, a study of mean sea level variation showed a substantial variability of mean sea-level, characterized by a seasonal cycle over which an upward trend of 2.71 mm/yr (~3 mm/yr) is superimposed. Given that the model was validated over a relatively short period (2 weeks), mean sea level at the open boundary was considered constant in this study. The computation of monthly-mean sea level during the field campaign reveals that sea level was 0.097 m higher than average and this value was then included to the constant mean sea level in the model boundary conditions as a constituent Z_0 of amplitude +0.097 m. The model does not take into account any freshwater supply from the Somone upstream River in this configuration. Over the whole domain, the circulation model is forced by tri-hourly 10 m wind speed and sea-level pressure fields from the Climate Forecast System Reanalysis CFSR ([Saha et al. 2010](#)). The datasets are provided on a regular grid with a similar spatial resolution of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ for the wind and the atmospheric pressure. After calibration of the circulation model, the bed roughness in this 3D configuration is set to 0.0001 m in the open ocean and ranges from 0.0001 m to 0.002 m in the lagoon (depending on the bottom nature and the expected presence of bedforms in the channels). As the tide gauge of Dakar is directly connected to the open ocean, this station was used first to evaluate offshore tides in the model. The spatial repartition of roughness length Z_0 was then adjusted through model/data comparison for water levels around the inlet mouth (station PT1 and AQ), applying values commonly found in the literature for tidal flats (0.0001 m) and tidal channels (0.002 m) where bedforms are expected to develop. Next, the measured properties of the vegetation (stem density and diameters) were applied to the vegetation

module and the drag coefficient in these areas was adjusted through model-data comparison at the PTs located inside mangrove areas (PT-Cd and PT2). Considering the mangrove friction parametrization, density estimation of vegetation area was done first from in situ measurement of diameter and height based on trees roots and stems. This parametrization was extended spatially based on Sentinel 2 imagery mentioned above, which were used to map the mangrove extension over the whole Lagoon. Mangrove stem densities used here correspond to 127 ± 16 stems/m² (where \pm corresponds to one standard deviation). The propagules, the roots and the trunks are all averaged according to a parameterization of mass in cylindrical stem (with diameter of 5 ± 0.59 cm). In this parameterization, the leaves are not taken into account considering that the mangrove canopy is about 3 m above MSL and only the roots and stems are in contact with water during a tidal cycle. To adequately represent the friction related to mangrove vegetation, a sensitivity analysis was performed, where Cd was varied from 0.1 and 1 with a 0.025 interval and a uniform value was applied for the entire mangrove. This calibration process resulted in an optimal drag coefficient (Cd) of 0.25. Ultimately, the model was validated through current velocities at station AQ, as they both depend on the parameterization of roughness length around the inlet and the parameterization of vegetation in mangrove areas. The time step was set to 10 s and the simulations start from 20/10/2020 to the 20/12/2020. This simulation duration equivalent to 2 times the lunar month is long-enough to separate the main tidal constituents by means of harmonic analysis (U-Tide, Codiga 2011). Simulating this two-month period takes 12 hours on 80 cores.

4.2.3.5 Assessing the impact of mangrove

In order to assess the impact of the mangrove on tidal dynamics inside the lagoon, a second model configuration was implemented, where no mangrove is represented in the lagoon while all other parameters are kept constant. The computational time without accounting for vegetation was only reduced by about 10%, in agreement with [Zhang et al \(2020\)](#). The differences in terms of water levels and current velocities observed between these two simulations were used to evaluate the impact of mangrove on tidal propagation inside the lagoon. To spatially quantify the mangrove effects on tidal dissipation and distortion, the main semi-diurnal (M_2), quarter diurnal (M_4) and diurnal (K_1) tidal constituents were computed from U-Tide ([Codiga 2011](#)), for both model configurations. Thereafter, we focused analysis to harmonics M_2 , M_4 as they are sufficient to characterize tidal asymmetry in estuaries and lagoons. The amplitudes ratio (AM_4/AM_2) of M_4 and M_2 constituents can be used as a

quantification of tidal distortion, while their compound phase ($2\varphi_{M_2} - \varphi_{M_4}$) detects the nature of the asymmetry as established by previous studies (Friedrichs and Aubrey 1988; Zapata et al. 2019). According to these authors, a ratio $AM_4/AM_2 > 0.01$ indicates an important distortion in the tidal wave. Regarding the value of the compound phase, if $0^\circ < 2\varphi_{M_2} - \varphi_{M_4} < 180^\circ$, the flow is flood-dominant, otherwise if $180^\circ < 2\varphi_{M_2} - \varphi_{M_4} < 360^\circ$, the flow is ebb-dominant.

4.2.4. RESULTS AND DISCUSSION

4.2.4.1 Model predictive skills and limitations

4.2.4.1.1 Water levels

The tidal model implemented in the Somone lagoon fairly reproduces water levels both in the open sea and inside the lagoon system when vegetation is accounted for. Model data comparison shows a good match between observed and modelled water levels (figure 2), with root mean square discrepancies (RMSD) of approximately 0.05 m for the sea stations (Dakar Port (0.048 m) and off the Somone River, SEA-PT1 (0.056 m)); 0.046 m at the entrance to the Lagoon (at Aquadopp), and about 0.098 m in the mangrove areas (at Mangrove-PT2). The normalized root mean square discrepancies (hereafter NRMSD) shows that the error grows from about 5 % seaward and up to Aquadopp and grows to 9.6 % in the mangrove part upstream (at Mangrove-PT2).

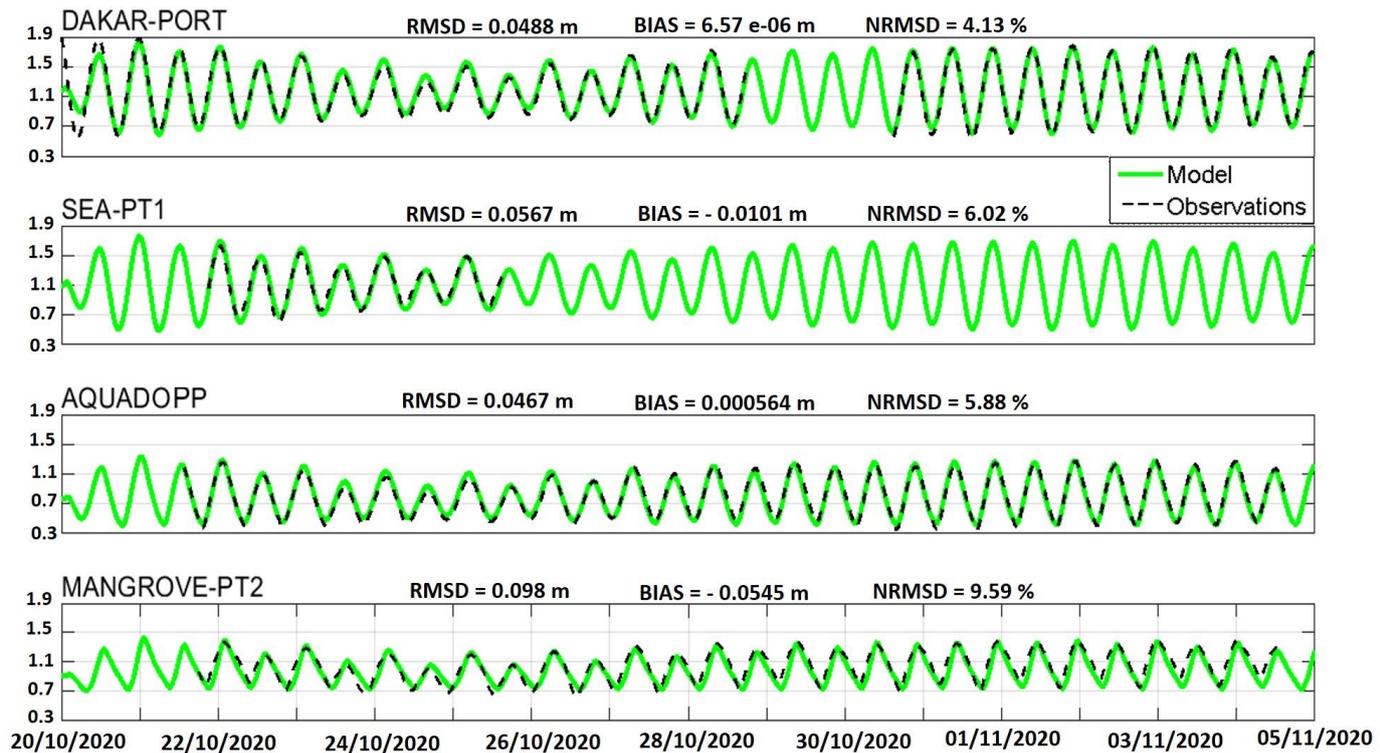


Figure 2: Comparison between observed (black dotted line) and modelled water levels in Dakar reference tide gauge station (Dakar-Port), and Somone measurement stations at Sea (Sea-PT1), at the lagoon entrance (Aquadopp) and upstream inside mangrove (Mangrove-PT2).

4.2.4.1.2 Currents

In order to perform a consistent comparison, modeled currents were integrated over the same depth as the Aquadopp (see section 3.2). Similarly to water levels, currents obtained from the model are in good agreement with the field observations. As shown in the figure 3, eastward U (m/s) and northward V (m/s) current components are better reproduced at the end of the ebb (and flood beginning) than at the end of the flood (and ebb beginning). The resulting RMSD is 0.0468 m/s for the eastward and 0.0127 m/s for the northward components and their corresponding NRMSD are 7.8 % and 10.6 % respectively. The model presents a bias on ebb peaks which are over-estimated by 0.1-0.15 m/s.

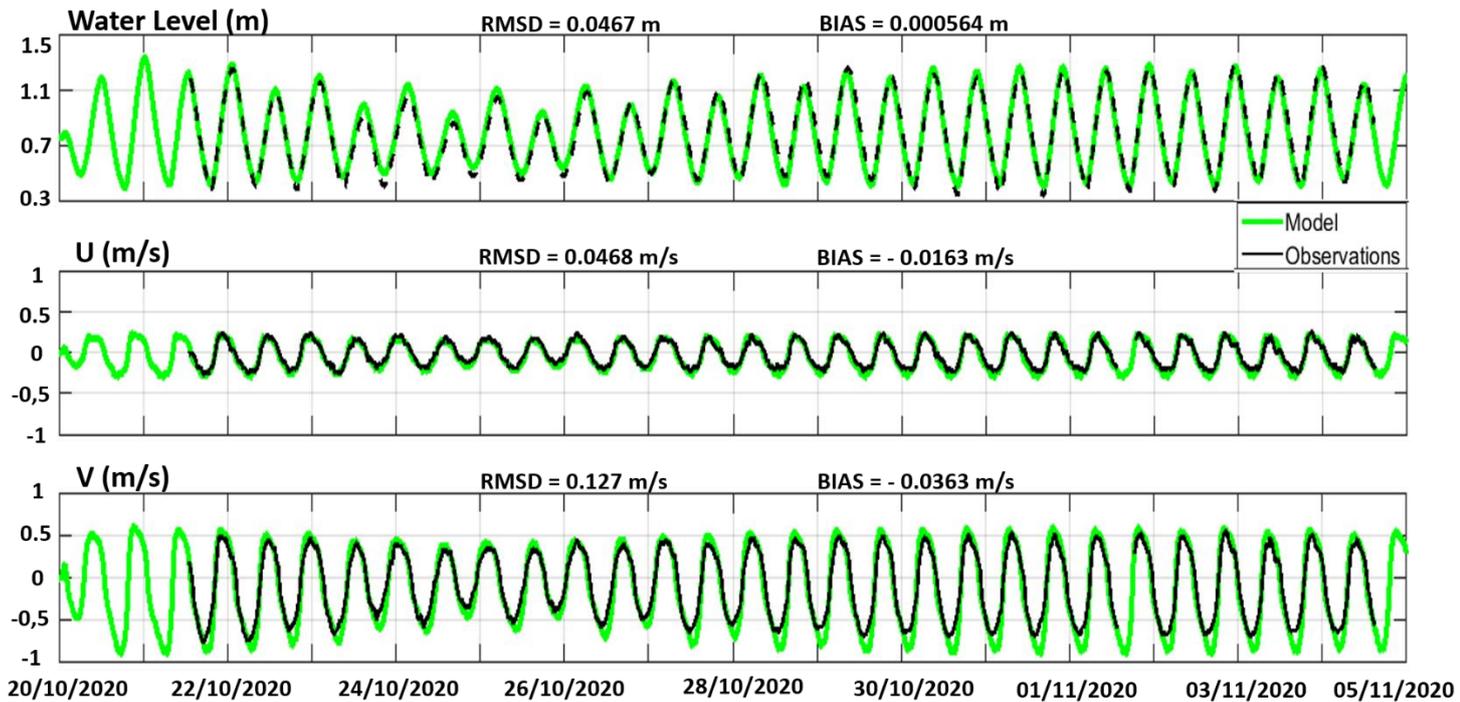


Figure 3: Comparison between observed (black) and modelled (green) water levels (up), Eastward (middle) and Northward (down) currents at the Aquadopp station, located vertically at 0.6 m from the bottom.

4.2.4.1.3 Limitations of the present model

Model/data comparison showed that the model was able to reproduce tidal propagation in this complex coastal system with an accuracy comparable with previously published studies in estuaries and coastal lagoons with (e.g., [Sathyanathan and Deeptha 2013](#), [Zapata et al. 2019](#)) or without mangrove ([Dodet et al. 2013](#)). Nevertheless, water levels are less accurately reproduced in the mangrove upstream of the system, with a NRMSD at PT2 twice as large as at the entrance of the lagoon. These larger errors can originate from several sources, including the bathymetry or, the choice of parameters used to represent the mangrove (C_d and stem properties). Indeed, in the channels bordering areas of mangroves, the surveyed bathymetric profiles are locally too distant while no data at all were collected inside the mangrove. To better quantify the impact of these limitations, sensitivity analyses were done raising or deepening the bathymetry by 1 m in these areas but the results were little conclusive. Regarding vegetation, one can expect that spatially-uniform values for C_d and stem dimensions and densities are locally not adequate, namely because two different species develop inside the lagoon (avicennia and rhizophora). Furthermore, [Mazda et al \(2005\)](#) and [Horstman et al \(2021\)](#) showed that using a variable spatial drag coefficient, both vertically and horizontally, can improve the modelling of the hydrodynamics in such environments.

Also, the present parametrization proposed in the vegetation module used in this study remains too simplistic to represent the hypercomplex structure of the mangrove and consequently remains only a first-order approximation of the problem. In future studies, the impact of a spatially-varying representation of the mangrove (both horizontally and vertically) will have to be investigated (e.g., [Mazda et al. 2005](#); [Shan et al. 2019](#); [Horstman et al. 2021](#); [Yoshikai et al. 2022](#)), although requiring very detailed hydrodynamic measurements, challenging to perform in such environments. Finally, the effects of short waves are not considered in the present modelling approach while several studies already showed that the dissipation of short waves at the entrance of coastal lagoons can drive a setup reaching about 5 to 10% of the wave height at breaking ([Oliveira et al. 2006](#); [Nguyen et al. 2007](#); [Bertin et al. 2009](#); [Olabarrieta et al. 2011](#); [Dodet et al. 2013](#); [Bertin et al. 2015](#); [Lavaud et al. 2020](#)). In the present study, a detailed model/data comparison at the Aquadopp and PT2 stations reveals that the model underestimates water levels by 0.05 to 0.10 m between October 28th and 30rd (figure 3, panels c and d) while the ERA5 reanalysis suggests that the offshore significant wave height increased from 0.5 to 1.2 m during this period. This comparison suggests that short waves can have a relevant contribution to the hydrodynamics of the lagoon and will have to be accounted for in future hydrodynamic studies. However, the study area is exposed to swells originating from both the North and the South Atlantic Ocean, often resulting in multimodal sea states. Therefore, including short waves in the model would require computing time series of 2D spectra along the open boundary of the model, which is under progress. Finally, [Sakho \(2011\)](#) showed that the lagoon is an inverse estuary with an increase in salinity due to evaporation from downstream to upstream of the system while water temperature is also increasing upstream. This singular behavior could drive baroclinic effects, which are not considered in the present study.

4.2.4.2 Tide-induced hydrodynamics of the lagoon (tidal range, tidal distortion)

The stations at sea, the Dakar Port and Sea-PT1 show very similar tidal ranges (from 0.5 m to 1.3 m), but it decreases to 0.4-1 m inside the lagoon at Aquadopp and further to 0.3-0.7 m inside mangrove areas (figure 2). The hyposynchronous nature of the Somone lagoon is well shown by this decreasing tidal range from downstream to upstream. The tide observed in Dakar (Dakar-Port) and off Somone (PT1) is symmetrical, while inside the lagoon it suffers a significant distortion which intensifies from downstream to upstream in the mangrove. Ebbs

durations are always longer than floods ranging from 0.5 h up to about 2 h at Aquadopp and from 0.5 h up to 3 h in PT2-mangrove. The observed distortion is more pronounced during spring tides. Regarding tidal propagation at the mouth, the duration where flood currents are established ranged from 5.5 and 6 hours while ebb currents were established between 6.5 and 7.5 hours at the location of the Aquadopp (figure 3). From the observations, the northward current component (main flow direction) ebb currents are about 50% stronger than flood currents, while for the eastward component, flood and ebb currents are of similar amplitude (figure 3).

4.2.4.3 Mangrove impacts on tidal propagation

In this section, we compared our baseline simulation with the simulation without mangrove in order to assess the effect of vegetation on tidal propagation.

4.2.4.3.1 Mangrove effect on the water level asymmetry

The water level comparisons from these 2 configurations (with and without mangrove) at the lagoon mouth (Aquadopp) and upstream inside the mangrove (Mangrove-PT2) is shown in Figure 4. Without vegetation, the tidal amplitude is excessive in the model and results in a 20-30% stronger RMSD. Due to the absence of attenuation by vegetation, larger errors are found in lagoon areas close to mangroves. Previous studies also reported the dissipation of tides as it propagates through vegetation (McIvor et al. 2012, Montgomery et al. 2018, Moki et al. 2020; Zhang et al. 2020).

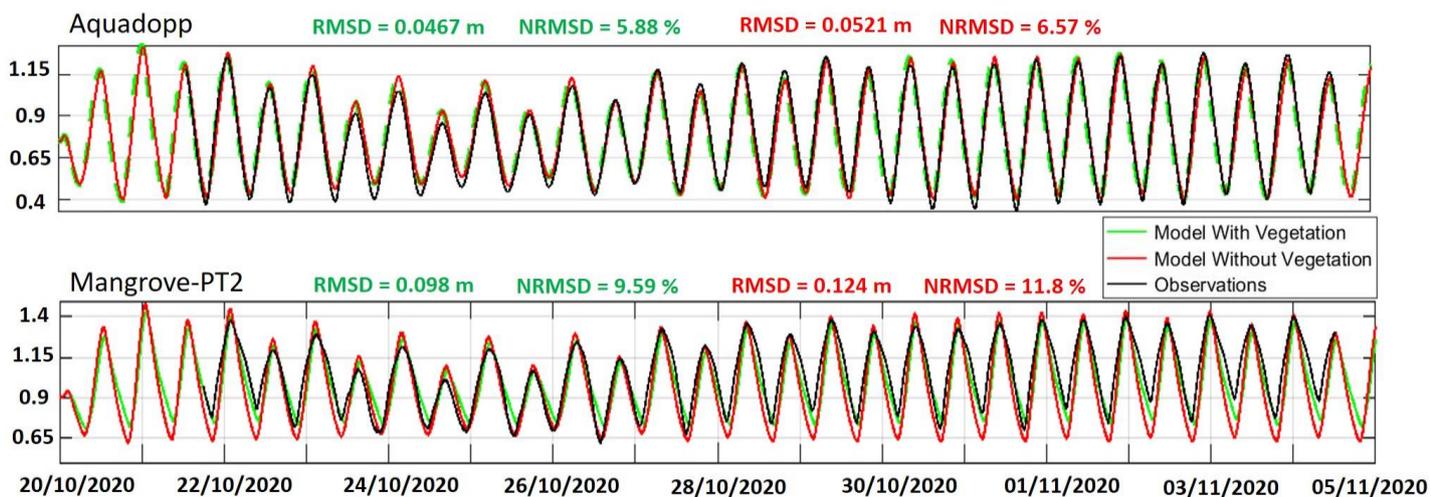


Figure 4: Comparison of water levels in the lagoon, mouth entrance (Aquadopp) and upstream inside mangrove (Mangrove-PT2) based on 02 model configurations, with vegetation (green) and without vegetation (red) and observations (black).

4.2.4.3.2 Mangrove effect on tidal currents

Tidal dissipation by mangrove forest in the lagoon is also well highlighted by the magnitude of the currents, which are substantially overestimated without vegetation (figure 5), with a RMSD increased by 60 %. In more details, accounting for vegetation has a much larger impact on flood currents than ebb currents, so that the asymmetry in current velocity is much reduced when neglecting vegetation. The spatial extension of this behavior will have to be investigated in future studies, as well as its impact on sediment transport.

[Montgomery et al \(2018\)](#) and [Horstman et al \(2015\)](#) both relayed that the mangrove drag effect is linked to the flow nature (creek and sheet flow). Sheet flow corresponds to the transportation over the vegetated platform through the mangroves, which becomes increasingly important with reduced channelization and at increasing water levels while creek flow dominates in channelized mangroves at low water levels ([Montgomery et al. 2018](#)). For sheet flow, [Montgomery et al \(2018\)](#) showed that vegetation properties were important by impeding water exchange across the forest, reducing water levels and slowing down the flood wave propagation in agreement with our results, while for creek flow, the authors highlighted a minimal mangrove contribution to the flow restriction. In the Somone Lagoon, because of the spatial mangrove distribution, tidal circulation allows both sheet and creek flow. Tidal dissipation by the mangrove appears to be related to the water level inside the mangrove, with a stronger dissipation by the mangrove during spring tides (e.g., from 28/10 to 05/11 cf. figure 4, Mangrove-PT2) and a lower tidal dissipation by mangrove during neap tides (e.g., from 24/10 to 27/10 cf. figure 4, Mangrove-PT2) when the tide penetrates very little into the mangrove. A similar behavior was previously obtained by [Kitheka \(1997\)](#) inside mangrove area in Gazy Bay (Kenya).

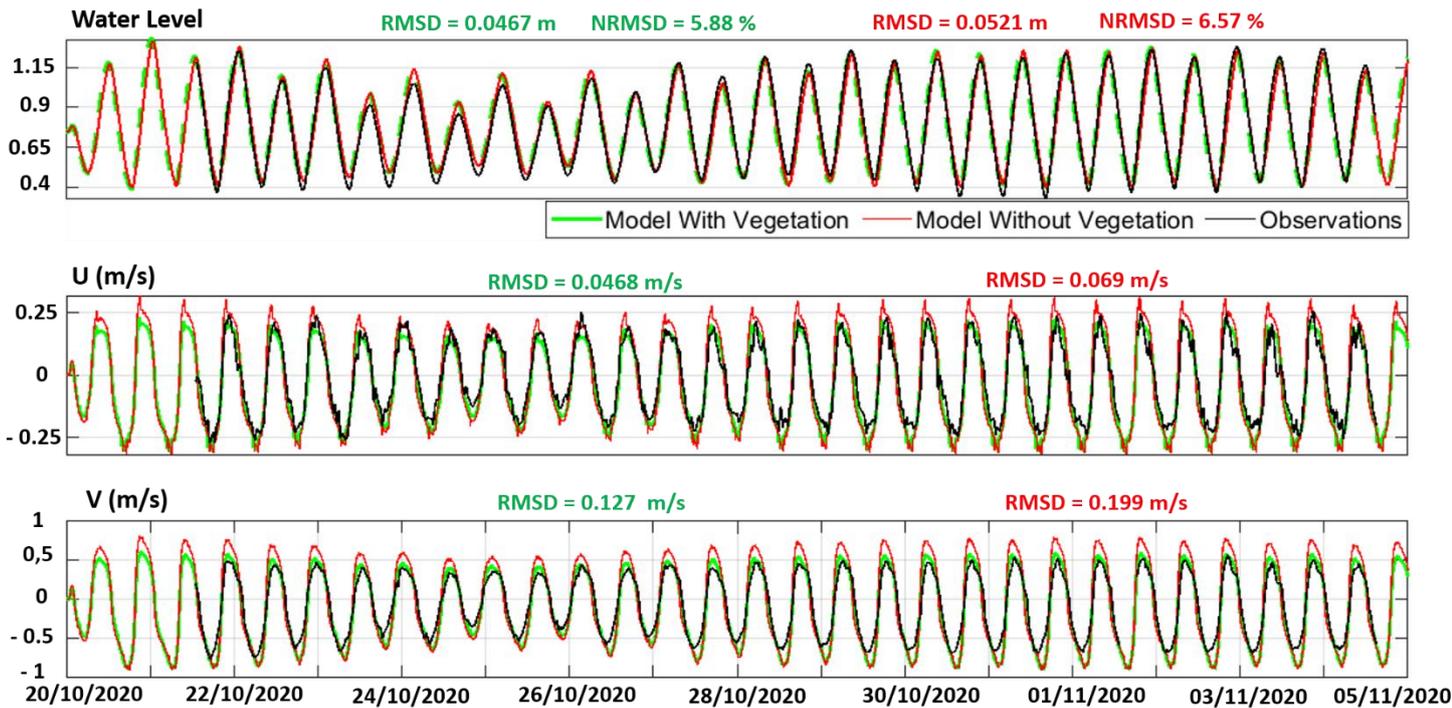


Figure 5: Comparison of current components in the lagoons, at the mouth entrance (Aquadopp station) based on 02 model configurations, with vegetation (green) and without vegetation (red) and observation (black). Top panel (water level), middle (U (m/s)) and bottom (V (m/s)).

Contrary to the result obtained by Wu et al (2001) in the Merbok Estuary (Malaysia), showing rather a decrease in both flood and ebb currents in a configuration without mangroves compared to the case of taking into account the mangrove where they observed an acceleration of the floods and ebbs currents in channels, our study shows weaker currents when the mangrove is represented (figure 5). However, both studies are supported by local measurements, which makes difficult any generalization.

4.2.4.4 Effects of the mangrove on tidal dissipation

To spatially assess the mangrove effects on tidal dissipation at the lagoon scale, the main tidal harmonic constituents are compared in the presence and absence of vegetation (Figure 6). The amplitude differences between the two simulations were normalized in order to spatially quantify the dissipation inside the lagoon for each constituent (Figure 6, right panels). Both with and without vegetation, the semi-diurnal tidal wave M_2 first decreases from 0.45 m to about 0.35 m (~30 %) when propagating through the inlet, a process well documented in other similar shallow inlets (e.g., Bertin et al. 2009; Dodet et al. 2013). When entering the mangrove, M_2 further decreases down to 0.3 m or less when the vegetation is

accounted for, while it remains constant when vegetation is not represented. The mangrove vegetation is responsible for an important dissipation of M_2 , which ranges from 25% and more than 40% ($\sim 45\%$ maximum) upstream and from 20% to 10% in the central part of the lagoon. The slight increase of the amplitude of M_2 and K_1 near the inlet mouth is explained by a higher MSL inside the lagoon when the mangrove is accounted for in the model. This increase in MSL reaches 0.05 m under spring tides, which could appear small but locally represents a 10% increase in water depth close to the inlet mouth near low tide. Diurnal tidal waves suffer much less dissipation when propagating through the inlet and decrease only by a few percent. When reaching mangrove areas, diurnal waves also suffer less dissipation than semi-diurnal waves and their amplitude only decreases by 5 to 15% with the maximum dissipation upstream. On the opposite, the M_4 overtide mostly develops inside the lagoon and continuously increases from the inlet region to the upstream part of the lagoon, except at the most distant channel to the NE of the lagoon. Unlike diurnal and semi-diurnal waves, the amplitude of M_4 increases by 25 to 50 % when the vegetation is accounted for.

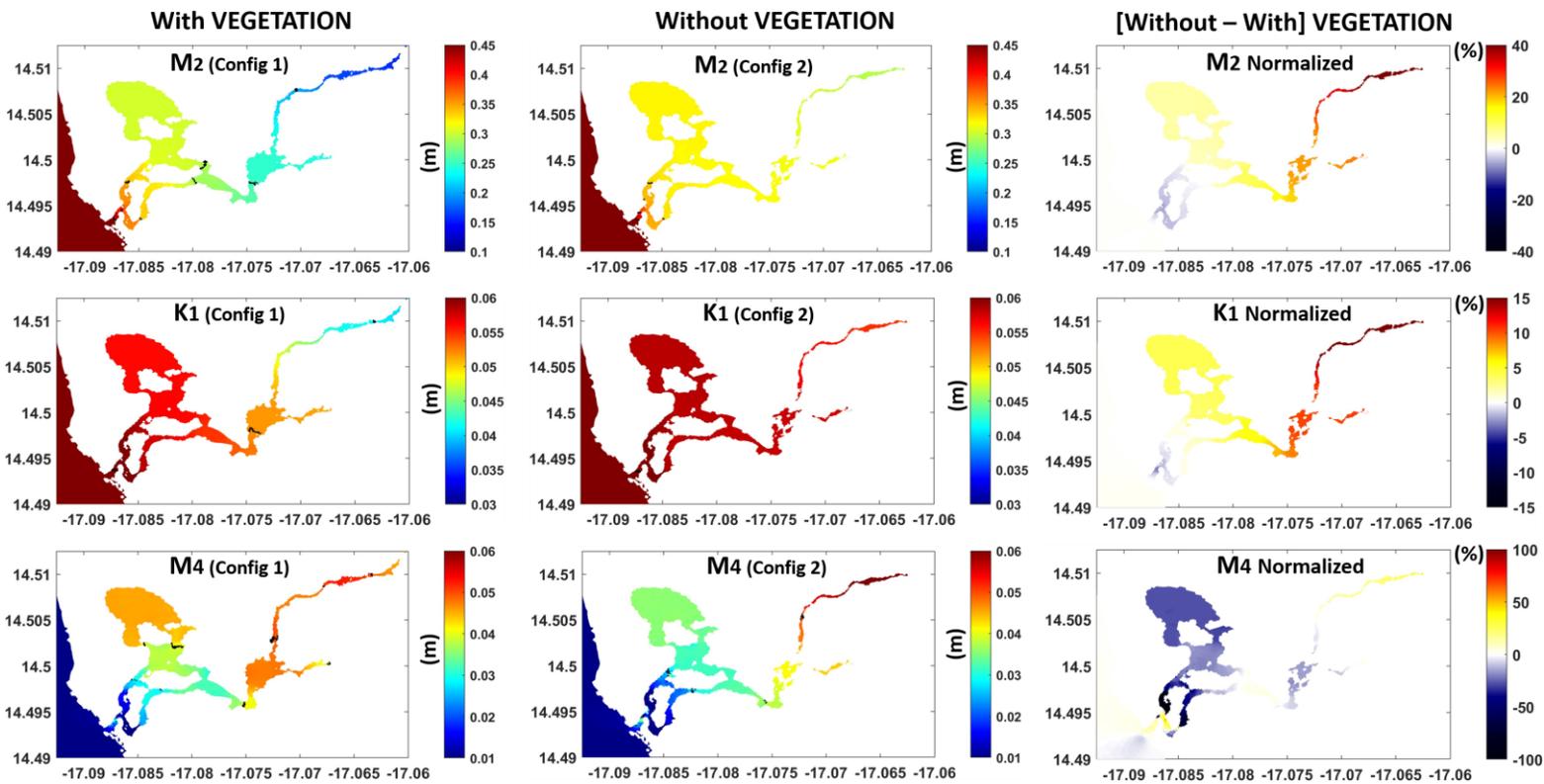


Figure 6: Spatial amplitudes of tidal harmonics M_2 , M_4 and K_1 in Somone lagoon in 02 different model configurations, (left panels) configuration with mangrove (vegetation) and (middle panels) configuration without mangrove, and their respective amplitude differences normalized (right panels) between the configurations with and without vegetation. (Black isolines are spatially presented every 0.05 m for M_2 and 0.01 m for both K_1 and M_4).

4.2.4.5 Effects of the mangrove on tidal distortion

In both simulations, the ratio AM_4/AM_2 is of the order of 10%, which indicates a substantial distortion of the tidal wave inside the lagoon (figure 7, top panel). In more details, the comparison between the simulation with and the simulation without vegetation clearly shows that the mangrove enhances tidal distortion, with a ratio AM_4/AM_2 increased by 30 to 50%. This reduction in tidal asymmetry for water levels without mangrove corroborates well the asymmetry on tidal currents, with maximum flood currents almost as strong as maximum ebb currents without mangrove presented in figure 5. The analysis of the compound phase ($2\varphi_{M_2} - \varphi_{M_4}$) shows values of the order of 355° inside a large part of the lagoon (figure 7, bottom panel), which is well above 180° and implies ebb-dominance for both configurations with and without vegetation. In more details, both configurations also show similar characteristics at the inlet mouth ($(2\varphi_{M_2} - \varphi_{M_4})$ is of the order of 320°), but without mangrove, at lagoon downstream, the ebb dominance seems to be weaker ($(2\varphi_{M_2} - \varphi_{M_4})$ shows values of the order of 300°). Overall, the compound phase ($2\varphi_{M_2} - \varphi_{M_4}$) is higher over the main part of the lagoon when vegetation is accounted for, which leads to a greater distortion of the tidal wave by the mangrove.

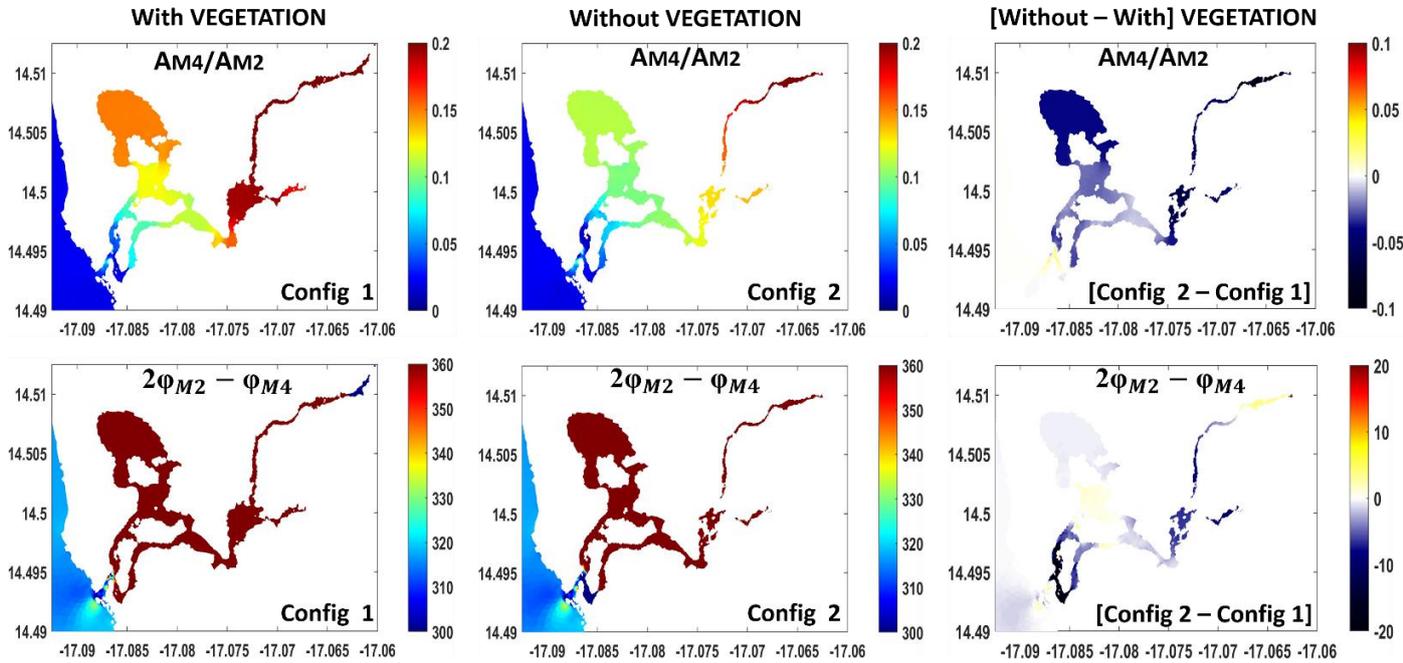


Figure 7: Spatial amplitudes ratio of harmonics AM_4/AM_2 constituent and their compound phases $2\varphi_{M_2} - \varphi_{M_4}$ in Somone lagoon in 02 different model configurations, (left) configuration with mangrove (vegetation) and (middle) configuration without mangrove, and their respective differences obtained between the configuration without and with vegetation (right panels).

Somone Lagoon presents a contrasting behavior according to the classical theories of [Friedrichs and Aubrey \(1988\)](#) on tidal asymmetry. Thus, in the lagoon, larger velocities occur during the ebb, while ebb lasts more than flood. As seen in the introduction, this paradoxical behavior is explained by the strong tidal distortion, where ebbs take place in much shallower water depths than flood, so that mass conservation is preserved (e.g., [Bertin et al. 2009](#)). While this strong ebb-dominance is well explained by the propagation of the tidal wave in a channelized shallow environment with intertidal flats slightly above mean sea level (e.g., [Fortunato and Oliveira 2005](#)), this study also showed that ebb-dominance was further enhanced by the presence of vegetation. Others relevant studies already reported a similar enhancement of ebb-dominance due to the mangrove ([Wolanski et al. 1980](#); [Lessa and Masselink 1995](#); [Mazda et al. 1995](#)). In these studies, the authors proposed that the large volume of water that inundates the mangrove area at high tide is progressively released during the ebb, which enhances ebb-dominance. As more, water is trapped by the mangrove during high tides, this process is exacerbated during spring tide. Others relevant studies also reported the fact that tidal waters remained perched for long inside the mangrove swamp during ebbs (e.g., [Wolanski et al. 1980](#); [Wolanski 1992](#); [Aucan and Ridd 2000](#)). Much stronger ebb-currents certainly promote ebb-dominance in terms of sediment transport, which could explain that the Somone Lagoon remained open most of the time over the last decades ([Sakho 2011](#)). This hypothesis will have to be verified in the future, for instance through the morphodynamic modelling of the lagoon, accounting for short waves which can promote inlet closure during storms (e.g., [Bertin et al. 2009](#); [Dodet et al. 2013](#)).

4.2.5. CONCLUSION

The impact of mangrove on tidal propagation in a tropical coastal lagoon was assessed in this study based on new field observations complemented with a 3D numerical model, where the vegetation is parameterized by means of a drag coefficient and stem properties. Once the vegetation is correctly represented, the model showed good predictive skills to reproduce tidal propagation, dissipation and distortion in the lagoon, which further allowed to quantify the impact of mangrove. The harmonic analysis of modelling results revealed a strong dissipation of semi-diurnal waves, first at the passage of the inlet and next in vegetated areas. Comparatively, diurnal tidal waves suffer much less dissipation, both at the inlet and inside the mangrove. On the opposite, the quarter-diurnal wave M_4 mostly develops inside the

lagoon and is strongly enhanced when the mangrove is represented. Thus, the amplitude ratio AM_4/AM_2 is up to two times larger in the presence of vegetation. In terms of tidal currents, strongly distorted water levels result in a strong ebb-dominance, with ebb currents 50% larger than flood currents at the location of our measurements when vegetation is accounted for. The detailed analysis of both modelling results and field data also revealed that tidal asymmetry is much stronger during spring tides, probably because tides little penetrate the mangrove during neap tides. Finally, the results obtained from this study will make it possible to investigate in future research the sediment transport patterns, as well as the movements of other associated materials such as marine litter (very dense in coastal lagoons and estuaries with mangroves) and plastics debris, all of which present major challenges in the current environmental management of coastal ecosystems.

AKNOWLEDGEMENTS

This work stems from the scientific collaboration between the Cheikh Anta Diop University (Dakar, Senegal) and La Rochelle University (France). Many thanks to Centre de Suivi Ecologique de Dakar and the Fond Français pour l'Environnement Mondiale (FFEM) as part of the West Africa Coastal Area (WACA) Program for funding this research. We would like to thank Alassane Touré Lemagnifique for his field assistance during all campaigns. Our thanks go to Jamal UDDIN KHAN, to Laura LAVAUD for their contributions during the model implementation at the LIENSs Laboratory (La Rochelle University) and to Denis DAUSSE for having prepared the pressure sensors that we deployed during our different field campaigns. Finally, we sincerely thank the two anonymous reviewers for their constructive comments, which improved the manuscript substantially.

Synthèse des résultats et possibles implications sur la morphologie de l'embouchure :

Principal forçage de la circulation dans la lagune de la Somone, la dynamique de la marée a été étudiée sur une grande frange Nord à la Petite Côte du Sénégal et plus localement à l'intérieur du système lagunaire de la Somone. La méthodologie adoptée pour mener à bien cette étude a concilié des données d'observations de la marée et une configuration hydrodynamique en mode 3D prenant en compte la végétation, implémentée et validée à partir du modèle numérique SCHISM. Sur la base des résultats de cette investigation, il a été observé en accord avec de précédentes recherches, une marée symétrique au large de la Petite côte. La propagation de la marée à l'intérieur de la lagune se caractérise par le développement d'une forte asymétrie liée à la distorsion et à la dissipation de l'onde de marée par la mangrove. Parmi les implications qui pourraient être tirées à la suite des conclusions obtenues de cette étude : (1) la passe de l'embouchure de la Somone resterait principalement ouverte grâce à l'action combinées des jusants à la fois plus longs et avec courants plus forts ; (2) l'inversion de cette dominance par le jusant pourrait modifier la dynamique sédimentaire avec un développement d'un plus grand delta de flot à l'intérieur de la lagune ou encore un delta de jusant à proximité de la passe à l'embouchure. Parmi les conditions qui peuvent favoriser cette inversion de l'asymétrie ou tout au moins établir l'équilibre, il y a l'hydrodynamique forcée par des conditions de mortes eaux et principalement la réduction de la végétation de mangrove dans la lagune suite à sa destruction par l'Homme ou suite à une dégradation naturelle. En favorisant une asymétrie dominée par le jusant, la mangrove accroît la capacité de vidange de l'embouchure et la maintient ouverte. D'autres interactions pouvant jouer sur l'asymétrie localement à l'embouchure nécessitent donc d'être évaluées, par exemple la présente configuration n'a pas pris en compte la dynamique des vagues à l'embouchure.

Les conclusions de cette recherche débouchent sur la problématique de l'impact joué par les vagues (second forçage après la marée) sur la circulation à l'embouchure, et par extension sur l'ensemble du système lagunaire. Il s'agira notamment dans la suite des travaux, d'investiguer les régimes de vagues sur le littoral du Sénégal et particulièrement au niveau de la petite côte afin de disposer de différentes caractéristiques de vagues dont celles extrêmes, la saisonnalité et le climat. Cela permettra de déterminer les interactions vagues/marée dans la circulation afin de dégager plus tard de potentielles implications sur l'évolution de la morphologie de la lagune.

CHAP 5.

CARACTERISATION DES CLIMATS DE VAGUES LE LONG DES COTES DU SENEGAL

Dans ce chapitre, nous présentons une analyse des climats de vagues le long des côtes du Sénégal basée sur une simulation numérique rétrospective des vagues dans l'Océan Atlantique. Cette simulation couvre 42 années (1980-2021) et repose sur le modèle spectral d'état de mer WW3 (Tolman, 2009), implémenté sur le Sénégal avec une résolution de 0.05°. Les principaux résultats à l'issue de cette analyse ont fait l'objet d'une publication scientifique parue dans le *journal Atmosphere* sous le thème : « *Wave Climate Variability along the Coastlines of Senegal over the Last Four Decades* ». Dans la suite de ce chapitre, la première section résume globalement l'investigation menée, et la seconde section qui correspond à l'article publié fournit l'ensemble des résultats observés et conclusions tirées au terme de la recherche.

5.1. Résumé de la recherche menée

L'étude de la dynamique hydro-sédimentaire en zone littorale nécessite une bonne prise en compte du forçage effectué par les vagues. Sur le littoral du Sénégal des données de réanalyses des vagues existent mais les différentes résolutions spatiales utilisées dans les modèles globaux sont très grossières (ex. $0,3^\circ$ à $0,5^\circ$). Ces résolutions spatiales ne permettent pas de bien représenter numériquement la presqu'île de Dakar (~ 5 km) durant la propagation des vagues, pourtant Dakar impacte les houles de Nord-Ouest qui vont se propager sur la Petite Côte comme à l'inverse la houle de Sud-Ouest qui vont remonter vers la Grande Côte. Il a donc été impératif d'établir de nouveaux hindcast de vagues sous une résolution spatiale plus fine ($0.05^\circ \times 0.05^\circ$). Ce hindcast a été réalisé à partir du modèle numérique de vagues WW3, puis validé localement sur la Petite Côte grâce aux observations des vagues issues de la bouée MELAX située au large de la lagune de la Somone. Les résultats à l'issue de cette validation ont montré une meilleure prise en compte de la morphologie côtière au cours de la propagation des vagues et notamment la réfraction des vagues qui se produit au niveau de la presqu'île de Dakar.

Par la suite, une étude des climats de vague entre 1980 et 2021 a été effectuée sur le littoral du Sénégal à partir de cette nouvelle simulation. Cette investigation a permis de caractériser spatialement les paramètres moyens des vagues sous différentes échelles (saisonniers à pluri-décennales). De même, le climat des conditions extrêmes a été caractérisé. La variabilité des vagues sur le littoral a été reliée entre-autres à : (1) la particularité de la morphologie côtière avec la presqu'île de Dakar qui entraîne une rotation des directions de vagues et contribue à la réduction de moitié des hauteurs significatives de vagues entre la Grande et la Petite Côte ; mais aussi (2) aux corrélations observées entre les vagues et les principaux modes de la variabilité climatique de l'Océan atlantique (l'Oscillation Nord Atlantique/NOA & l'Oscillation Est Atlantique/EA à l'hémisphère Nord puis le « Semi Annular Mode-SAM » à hémisphère Sud). Les faibles tendances observées sur les différents paramètres de vagues étaient reliées en général aux tendances dans les modes de variabilités climatiques avec principalement une recrudescence des houles de Sud-Ouest expliquée par la tendance positive sur l'indice SAM de l'hémisphère Sud.

5.2. Variabilité des climats de vagues sur le littoral du Sénégal au cours des 4 dernières décennies.

Article

Wave Climate Variability along the Coastlines of Senegal over the Last Four Decades

Marcellin Seujip Samou ^{1,2,*} , Xavier Bertin ^{2,*}, Issa Sakho ^{3,4} , Alban Lazar ⁵, Mamadou Sadio ⁶ and Mouhamadou Bachir Diouf ¹

- ¹ Laboratoire de Sédimentologie et de Biostratigraphie, Faculté des Sciences et Techniques, Université Cheikh Anta DIOP de Dakar, Fann, Dakar BP 5005, Senegal; mouhamadou.diouf@ucad.edu.sn
 - ² UMR 7266 Littoral Environnement et Sociétés (LIENSs), CNRS—La Rochelle Université, 2 rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France
Université Amadou Mahtar MBOU de Dakar à Diamniadio, UMR Sciences, Technologies Avancées et Développement Durable, Dakar BP 45927, Senegal ; issa.sakho@uam.edu.sn
 - ³ Université de Rouen Normandie, UNICAEN, CNRS, M2C UMR 6143, 76000 Rouen, France
 - ⁴ UMR 7159 Laboratoire d’Océanographie et du Climat, Expérimentations et Approches Numériques (LOCEAN), La Sorbonne Université, 4 Place Jussieu, 75005 Paris, France ; alban.lazar@laposte.net
 - ⁵ Gestion Intégrée et Développement Durable du Littoral Ouest-Africain (GIDEL), Université Cheikh Anta DIOP de Dakar, Fann, Dakar BP 5005, Senegal ; sadiomamadou@yahoo.fr
- * Correspondence : marcellin.samou_seujip@univ-lr.fr (M.S.S.) ; xavier.bertin@univ-lr.fr (X.B.)

Abstract: Knowledge of wave climate is essential for efficient management of the world’s coastal areas. Senegal is a relevant case, given its high coastal vulnerability to energetic wave conditions. This study investigates wave climates along the coastal zone of Senegal based on a new high-resolution hindcast covering the period 1980–2021. This study evaluates the average, seasonal, and extreme values for the significant wave heights (Hs), periods (T_{m02}/T_p), and mean directions (DIR). In boreal winter, the wave climate is dominated by swells coming from the North-Atlantic lows. In contrast, in boreal summer, the Southern Coast (from Dakar to Casamance) is exposed to swells generated in the South Atlantic Ocean. Throughout their refraction around the Dakar Peninsula, NW swells rotate by $\sim 100^\circ$ from NW to SW, while their Hs is roughly halved when reaching the Southern Coast of Senegal. Over the studied period, trends in Hs are weak (~ 0.6 cm.decade⁻¹) on the Northern Coast and double on the Southern Coast (~ 1.2 cm.decade⁻¹), mostly due to an increase during boreal summer (2 cm.decade⁻¹). The wave periods show weak trends (~ 0.05 s.decade⁻¹), and DIRs show weak counterclockwise rotation (-1° .decade⁻¹). These trends are explained by the main climate modes of the Atlantic Ocean (NAO/EA during winter, SAM during summer) and are important for future research and long-term monitoring of the Senegalese Coast.



Citation: Samou, M.S.; Bertin, X.; Sakho, I.; Lazar, A.; Sadio, M.; Diouf, M.B. Wave Climate Variability along the Coastlines of Senegal over the Last Four Decades. *Atmosphere* **2023**, *14*, 1142. <https://doi.org/10.3390/atmos14071142>

Academic Editors: Mohammad Nabi Allahdadi, Felix Jose and Saeed Shaeri

Received: 24 May 2023

Revised: 6 July 2023

Accepted: 10 July 2023

Published: 13 July 2023



Copyright: © 2023 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

As the true lung of the world economy, coastal zones are subjected to the perpetual action of ocean short waves (hereafter simply waves), which continuously shape their morphology and may even drive irreversible damages and changes under extreme conditions, impacting coastal ecosystems, infrastructures, socio-economic activities and the safety of human life [1–6]. Research focusing on wave climatology remains rare in the tropical Atlantic, particularly in Western Africa [4,7]. Yet, a good knowledge of wave climate is crucial for decision-making and to reach resilient and sustainable coastal management, particularly in the context of increased coastal risk related to climate change [5,6,8–11]. The increase in significant wave heights (hereafter, Hs) since the second half of the 20th century, as well as changes in other wave parameters (mean periods (T_{m02}) with peaks (T_p) and directions (DIR)) reported at high and medium latitudes north (e.g., [12–14]) and south [15,16], raises

questions about the situation for Senegal. More locally, Dahunsi et al. [17] reported an increase in the extreme values of Hs (99th percentile) and the mean wave period (T_{m02}) in the southern part of the West African coast (Gulf of Guinea, hereafter GG). This was based on retrospective (1979–2005) and prospective (2026–2045 and 2081–2100) wave analysis. Earlier in the same area, based on a 37-year (1980–2016) wave hindcast, Osinowo et al. [18] showed a positive trend in the 99th percentile of Hs, which increases rapidly in GG from East to West (from $0.01 \text{ m.decade}^{-1}$ to $0.3 \text{ m.decade}^{-1}$). Osinowo et al. [18] expect an increase in storms in the western part of the GG. Although located outside of GG, this increase could reach Senegal because its coastline on the Horn of Africa constitutes the extremity of West Africa. However, the long-term trends in wave parameters remain unknown. Other global wave climate analyses based on satellite altimetry found non-significant trends in this region of the tropical Atlantic [19,20]. Nonetheless, these two studies do not cover the same period as Osinomo et al. [18] and Dahunsi et al. [17]. To understand the spatio-temporal variability of waves, many studies have investigated connections/tele-connections between climatic modes (e.g., [12,21–25]) and wave parameters. The wave climate variability in the Atlantic Ocean has been explained by the North Atlantic Oscillation (NAO) [12,14,26–33], the main mode of mid-latitude climate variability in the Northern Hemisphere. Additionally, the Southern Annular Mode (SAM) [15,16,34–37], the main mode of mid-latitude variability in the Southern Hemisphere, has also been linked to wave climate variability. Although little investigated, other modes were shown to explain one part of wave climate variability in the eastern tropical Atlantic [31–33,38–41]. In the GG, Almar et al. [42] found correlations between the SAM index and the wave parameters capable of partly explaining their variability.

Along the Senegalese Coast, only a few studies addressed wave climates [4,7,11]. Based on Era-Interim reanalysis [43] from 1979–2016, Almar et al. [7] established significant correlations between major Atlantic climatic modes and wave variability. These authors found for Hs a strong correlation with NAO in boreal winter and a positive correlation with positive phases of SAM during boreal summer. These authors also related the significant difference between the daily wave activity along the Senegalese Coast and the variability of surface winds from the tropical Atlantic in the boreal summer [7]. Important wave variability and storm events can also occur during transitional seasons (spring and autumn) offshore the Senegalese Coast due to local wind variability, as initially reported by Winant et al. [44] and later supported by Sadio et al. [4] and Colosi et al. [45]. However, these studies rely on extractions of wave parameters from global hindcasts, with resolutions ranging from $0.30^\circ \times 0.30^\circ$ to $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, which is way too coarse to represent topographic features, e.g., the Dakar Peninsula, of key importance for wave propagation along the coast. Indeed, the Dakar Peninsula provides

shelter for the Southern Coast from Northern swells and for the Northern Coast from swells coming from the south (Figure 1).

To address these limitations and extend this analysis to other parameters such as wave period and directions, this study presents a high-resolution wave hindcast for the Senegalese Coast, which encompasses the period 1980–2021. Based on this hindcast, the local wave climate is described, long-term trends are investigated, and the control of large-scale climatic modes is explored. The following section presents the study area, while Section 3 describes the model and data used for this hindcast. Section 4 describes the wave climate and long-term trends along the coasts of Senegal, while Section 5 investigates the origin of its variability and the link with the main climatic modes. Finally, Section 6 discusses the main findings of this research and their potential implications for the Senegalese Coast.

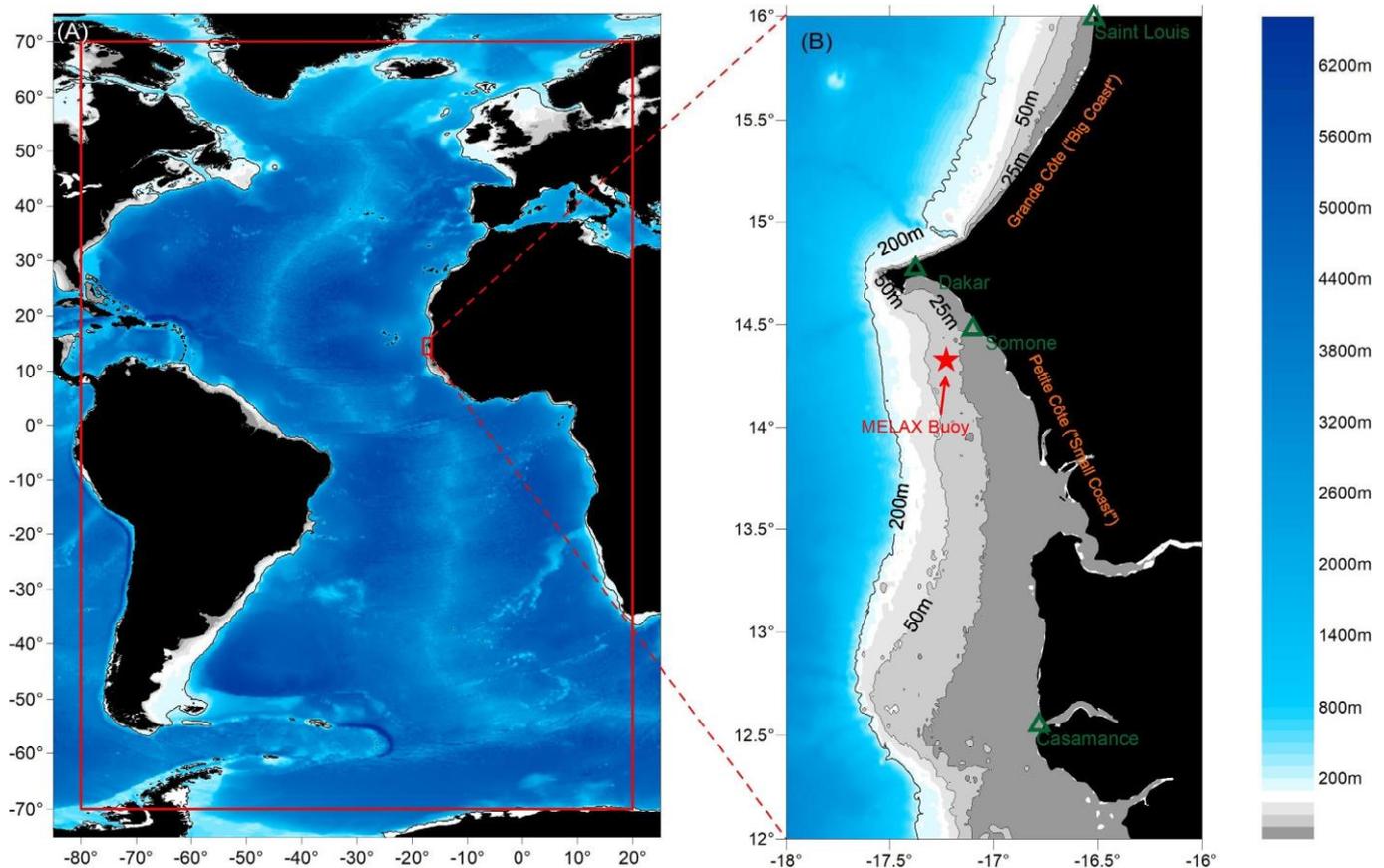


Figure 1. Atlantic Ocean Bathymetry with (A) the extension of the regional domain grid (red rectangle) and (B) the extension of the local grid on the Senegal Coast where the MELAX Buoy is referenced (red star) off Somone on the Petite Côte of Senegal.

2. Study Area

2.1. General Description

Situated to the north of West Africa in the tropical Atlantic (Figure 1A), the Senegalese Coastline (Figure 1B) is home to more than 50% of the

country's population and approximately 85% of its industries and services, as well as two of its key economic sectors: fishing and tourism. Established on approximately 700 km long [46], this coastline is essentially characterized by three (3) types of coasts: sandy coasts (the most important), rocky coasts, and muddy coasts with mangroves, of which the most important are located in the Sine-Saloum delta, in Casamance, and along the estuaries of Senegal. This coastal area is divided into two sectors, namely the "Grande Côte" (hereafter Big coast), which goes from the Senegal River mouth (Saint-Louis) to the Cap Verde Peninsula (Dakar), and the "Petite Côte" (hereafter Small coast), which extends from Dakar to Sine Saloum in Casamance [47] (Figure 1B).

Dakar represents the natural border between them, with distinct geomorphological and sedimentary characteristics [48]. The waves strongly impact the morphological evolution of this coast stretch, which controls the erosion and accretion processes [4,6,7], depending on the season. Belonging to the Sahelo-Sudanian tropical domain, the site is characterized by the alternation of two contrasting seasons: the dry season (from November to May) and a shorter wet season (from June to October) with the passage of the InterTropical Convergence Zone (ITCZ) in July [4]. The dry seasonal regime is characterized by the predominance of north, northeast, and east winds, while the humid seasonal regime is dominated by western, southern, and southwestern winds.

2.2. Waves Characteristics and Coastal Hydrodynamic

There are four types of wave regimes reaching the Senegalese Coast, depending on the season: (1) north-west swells generated by Westerly storms from the North Atlantic mid-latitude [49]. These long swells are the highest on the Big coast and present throughout the year but dominate the sea state during the dry season from November to June; (2) wind sea generated by both Northern and Southern Hemisphere trade winds yearround; (3) southwest swells from July to October, coming from the South Atlantic, and are almost always observed during the rainy season. These long-period swells mostly reach the Small coast with maximum power in August and September. More episodically, (4) West Atlantic swells are generated by tropical hurricanes that develop between the Cape Verde Archipelago and the Caribbean Sea from August to November [4,7,48]. The region is not directly affected by major storms or cyclones, but the signals of these distant, high-energy events can be seen in the wave climate [4,7]. Generated by oblique waves reaching the coastline, longshore transport plays a major role in the sediment dynamics of this coast [4,7].

The tide is semi-diurnal along the entire coast with a microtidal range (tidal range < 2 m).

3. Methodology

3.1. WaveWatch III Model Description

WaveWatch III® ([50–52], hereafter, WW3) is a third-generation wave model developed at NOAA/NCEP in the spirit of the WAM model [53–55]. WW3 is a widely used spectral model for wave hindcast and forecast in ocean engineering and Earth sciences. In WW3, the Wave Action Equation (WAE) is solved using a splitting method to treat in different steps spatial propagation, intra-spectral propagation, and source term integration [56–58].

A more comprehensive description can be found in The WaveWatch III® Development Group [58].

3.2. Forcing Fields: Wind Forcings, Bathymetry and Topography

The accuracy of modeled wave data directly depends on the quality of the forcing fields. The offshore morphology (topography/bathymetry, Figure 1A) data comes from GEBCO (2019) [59], while the coast benefits from specific bathymetric surveys. Wind forcing comes from the ERA5 reanalysis [60], with a 3-hourly time resolution and a spatial resolution of 0.5° for the Atlantic Ocean and 0.25° for the high-resolution grid nested on the Senegalese shelf. Several studies have confirmed the good quality of this wind forcing for wave prediction [61]. Although ERA5 provides very skillful surface winds (for non-extreme conditions), substantial negative biases can occur for wind speeds above 20 m/s [62–64]. To overcome this problem, Alday et al. [61] proposed a specific calibration of the source terms and a correction for wind speeds above 20 m/s.

3.3. Model Implementation

A 42-year wave hindcast from 1980 to 2021 was carried out over the whole Atlantic Ocean, with a high-resolution nested grid on the Senegalese Coast (local scale). To simulate the wave climate at these two scales, a one-way nesting strategy was adopted involving two computational grids: (1) a regional grid covering the North Atlantic Ocean, from 80° W to 20° E in longitude and from 70° S to 70° N in latitude, with a resolution of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (Figure 1A); (2) a local grid extending from 18° W to 16° W in longitude and from 12° N to 16.50° N in latitude, using a spatial resolution of $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ (Figure 1). The regional hindcast simulation was done first to generate spectral forcing along the boundary of the local grid. The spectral space was discretized using 24 evenly spaced directions over 360° and 36 logarithmically spaced frequencies ranging from 0.036 Hz to 1 Hz, with a 1.1 increment factor. Both grids were forced by the ERA5 winds. The wind input source term and dissipation by whitecapping used the ST4 (“test 475”) parameterization described in Alday et al. [61]. The Discrete Interaction Approximation (DIA, [65]) was used to represent the 4-wave nonlinear

interactions. The wave-current interactions were not taken into account because mean currents on the shelf are relatively weak and the ~5 km resolution does not allow for nearshore dynamics. The water level is considered constant in the simulations from the regional grid to the Littoral zone.

3.4. Wave Data Source

Wave field data come from MELAX, a coastal moored air-sea buoy deployed south of Dakar ($14^{\circ}20.8' \text{ N}$ – $17^{\circ}13.68' \text{ W}$, Figure 1). This multiparameter station includes a NORTEK AWAC at 35 m water depth (and about 25 km from the shore), which consists of a Doppler current profiler mounted with a pressure sensor and an acoustic tracking system (AST). The AST allows for a direct measure of the free surface elevation, overcoming the exponential attenuation of the pressure signal with depth. The despiking algorithm of Goring and Nikora [66] was applied to the AST signal in order to remove several spurious spikes. The AWAC data consists of hourly bursts of 20 min at 2 Hz (2400 points), including bottom pressure, AST data, and near-bottom velocities. However, orbital wave motions were too much damped by the 35 m water depth to compute directional wave spectra, and the analysis was therefore restricted to 1D frequency spectra. Power spectral density (PSD) estimates were computed using a fast Fourier transform with 10 Hanning-windowed segments (20 apparent degrees of freedom). These PSDs were integrated between a low frequency cutoff F_{\min} set at half of the peak frequency and a high-frequency cutoff set at 0.3 Hz to compute wave bulk parameters such as the significant wave height H_s , the peak period T_p , and the mean wave period T_{m02} . One-dimensional spectra from the model were integrated over exactly the same frequency range as the data, thereby providing a consistent comparison.

3.5. Model Validation and the Wave Climate Analysis

Simulations provided time series of significant wave heights (H_s), mean wave directions (DIR), mean (T_{m02}), and peak (T_p) periods with an hourly interval. The local wave model outputs on the Senegalese Coast were then validated based on the MELAX data. Due to intermittency in the recorded data of the MELAX buoy, the model validation was only possible over the period from July 2019 to the end of March 2020. Bias and Root Mean Square Discrepancy (RMSD) were computed for all parameters, and RMSD was normalized by the mean of the observed values (NRMSD). Over the whole simulated period (42 years), boreal seasonal means were computed for winter (from 1 December to 1 March), spring (from 1 March to 1 June), summer (1 June to 1 September), and autumn (1 September to 1 December) in order to study the spatial and seasonal variability of the wave climate on the coast of Senegal. The particular choice of these boreal seasons in contrast to the local ones is supported by previous research showing that this coast is strongly influenced by the swells that develop at high

latitudes, both north and south. In order to understand the causes of the observed variability, the SAM index was obtained from the British Antarctic Survey (BAS, www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/sam.html, accessed on 1 February 2023) (Marshall et al. [34]). The North Atlantic Oscillation Index (station-based), proposed by Hurrell and made available through the NCAR National Center for Atmospheric Research (NCAR), can be accessed at (<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrellnorth-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>, accessed on 1 February 2023). Other Northern Hemispheric Teleconnection Indices were investigated (East Atlantic and Scandinavian modes) with data provided by Comas-Bru and Hernández [67], derived from instrumental data (<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.892768>, accessed on 1 March 2023). These climate indices were selected because the associated climatic modes are known to explain the main part of the atmospheric variability in the Atlantic Ocean. Indeed, NAO, EA, and SCAN are the leading modes of climate variability for the North Atlantic Ocean, and they can be recovered from rotated principal component analysis of sea-level atmospheric pressure fields [40]. SAM is the leading mode of climate variability in the South Atlantic Ocean and corresponds to the leading empirical orthogonal function (EOF) in many atmospheric fields, including surface pressure, geopotential height, surface temperature, and zonal wind [34]. SAM is characterized by a large-scale alternation of atmospheric mass between the mid- and high-latitudes associated with a meridional shift in the atmospheric westerly winds [15,34] at latitudes where the swells reaching Senegal are formed. Trends were estimated using robust regression approaches [20], the Sen slope method, and the linear regression method (although resulting in similar values in the end). Two statistical tests were used: (1) the Pearson correlation test to quantify possible links between wave parameters and the climatic modes; and (2) the Mann–Kendall significance test to determine the significance at the 95% confidence interval ($p \leq 0.05$) in the observed trends and correlations analysis.

4. Results

4.1. Model Predictive Skills

The wave parameters from the model outputs show overall good agreement with MELAX buoy observations, as shown in Figure 2. Indeed, the RMSD (NRMSD) for H_s , T_{m02} , and T_p are respectively 0.12 m (13.64%), 0.90 s (12.46%), and 2.25 s (19.99%). While no bias is observed for H_s , slight positive biases of 0.24 s and 0.53 s are observed for T_{m02} and T_p , respectively. At the location of the MELAX buoy (25 km off the coast, 35 m water depth), this new hindcast brings major improvements in terms of wave bulk parameters compared to ERA5, with errors decreasing by 3 for H_s and by 50% for T_{m02} . Only T_p is slightly better represented in ERA5. This comparison also suggests that direct outputs of ERA5 can only be used in deep waters and not to investigate

wave climates along the coastline of Senegal. Although the observations are not continuous over the validation interval, the model shows a fairly good ability to hindcast the extreme H_s and T_{m02} values (min, max). All wave parameters, H_s , T_p , and T_{m02} , provided from this model, give NRMSD (in between 12.46–19.99%) corresponding to the state of the art (e.g., [61,68]). Once integrated over one month, these errors drop to 2–3%, which suggests that our hindcast is accurate enough to investigate wave climate based on seasonal means.

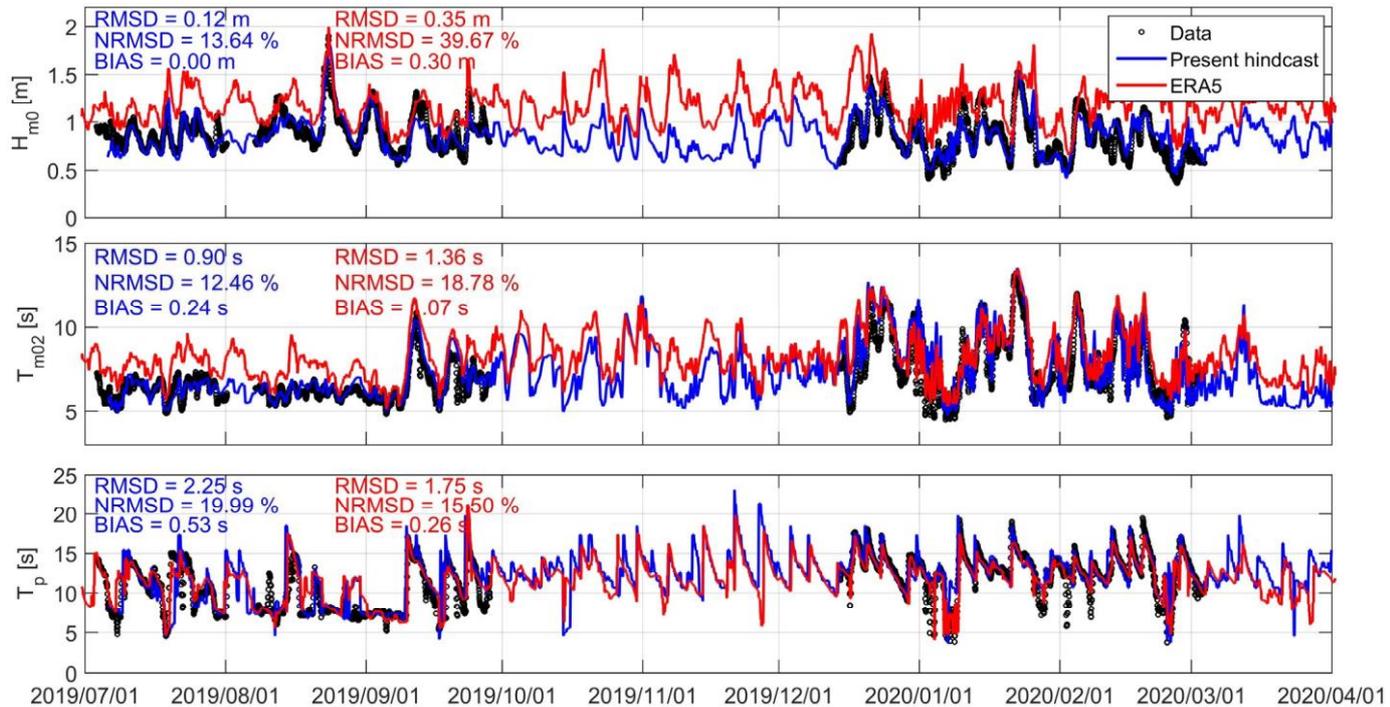


Figure 2. Comparison between wave bulk parameters (significant wave height (H_s , **top** panel), mean wave periods (T_{m02} , **middle**), and peak periods (T_p , **bottom** panel)) computed from the MELAX buoy (black) and model results from the new hindcast (blue) and retrieved from ERA5 (red) from July 2019 to March 2020 at the location of the MELAX buoy (located by 35 m water depth, Figure 1B).

4.2. Description of Wave Climate

4.2.1. Mean and Extreme Conditions

The mean distribution of wave parameters over the studied period shows significant spatial variability (Figure 3), off the coast in general and along the Small coast in particular. On average, H_s are about twice as high on the Big coast (1 to 1.2 m, from Saint-Louis to Dakar) than on the Small coast (0.4 to 0.6 m, from Dakar to the Southern Coast extremity). On average, the Dakar Peninsula is the part of the Senegalese Coast most exposed to waves, with H_s ranging from 1.2 to 1.4 m. H_s are strongly attenuated to the south given their spatial distribution on the shelf of the Small coast. In front of the Big coast, wave directions range from 320° to 330° , highlighting their Northwest Atlantic origin. This is similar off the Small coast (270° – 310°), but a peculiarity is clearly observed south of Dakar. Swells refract around the

Dakar Peninsula so that their direction rotates from NW (320°) to the north to SW (220°) to the south. The peak swell periods are shorter off the Big coast (~ 10 s) than the Small coast (~ 11.5 s).

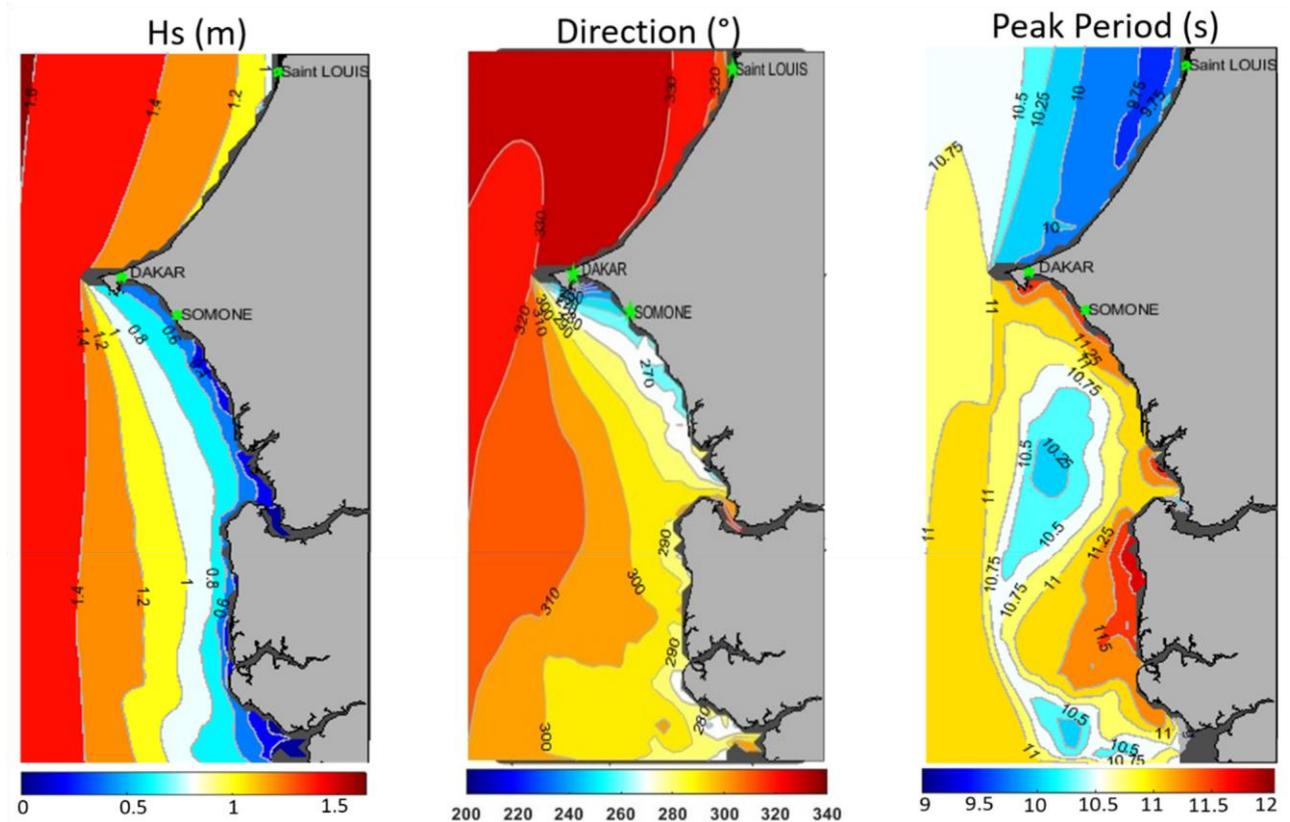


Figure 3. Spatial maps of the yearly mean wave climate, significant wave height (H_s (m), **left**), mean wave direction (DIR ($^\circ$), **middle**), and peak period (T_p (s), **right**) computed on the Senegalese Coast from 1980 to 2021 (Brown patches along the coastline denote areas with insufficient resolution).

The spatial analysis of the extreme wave climate on the coast was carried out based on the 90th, 99th, and 100th percentiles of H_s values and peak T_p periods (Figure 4). The spatial distribution of the 90th percentiles of H_s shows similarities with the mean H_s , although with values about 40% larger. The 99th and 100th percentiles also show similar patterns but with values, respectively, two and three times larger than the mean H_s . According to the spatial distribution of each H_s percentile observed over the study period, the extreme swells that whip the coast of Senegal are always higher by at least 1 m on the Big coast than the Small coast. Dakar is the vanguard part of the coast, most exposed to maximum heights (up to 3 m to 3.5 m). The peak period T_p varies from ~ 13 s to 14 s at the 90th percentile to ~ 14 s to 16 s at the 99th percentile and from 18 s to 22 s for the maximum peak periods. This suggests a fairly distant origin of the swells during extreme events.

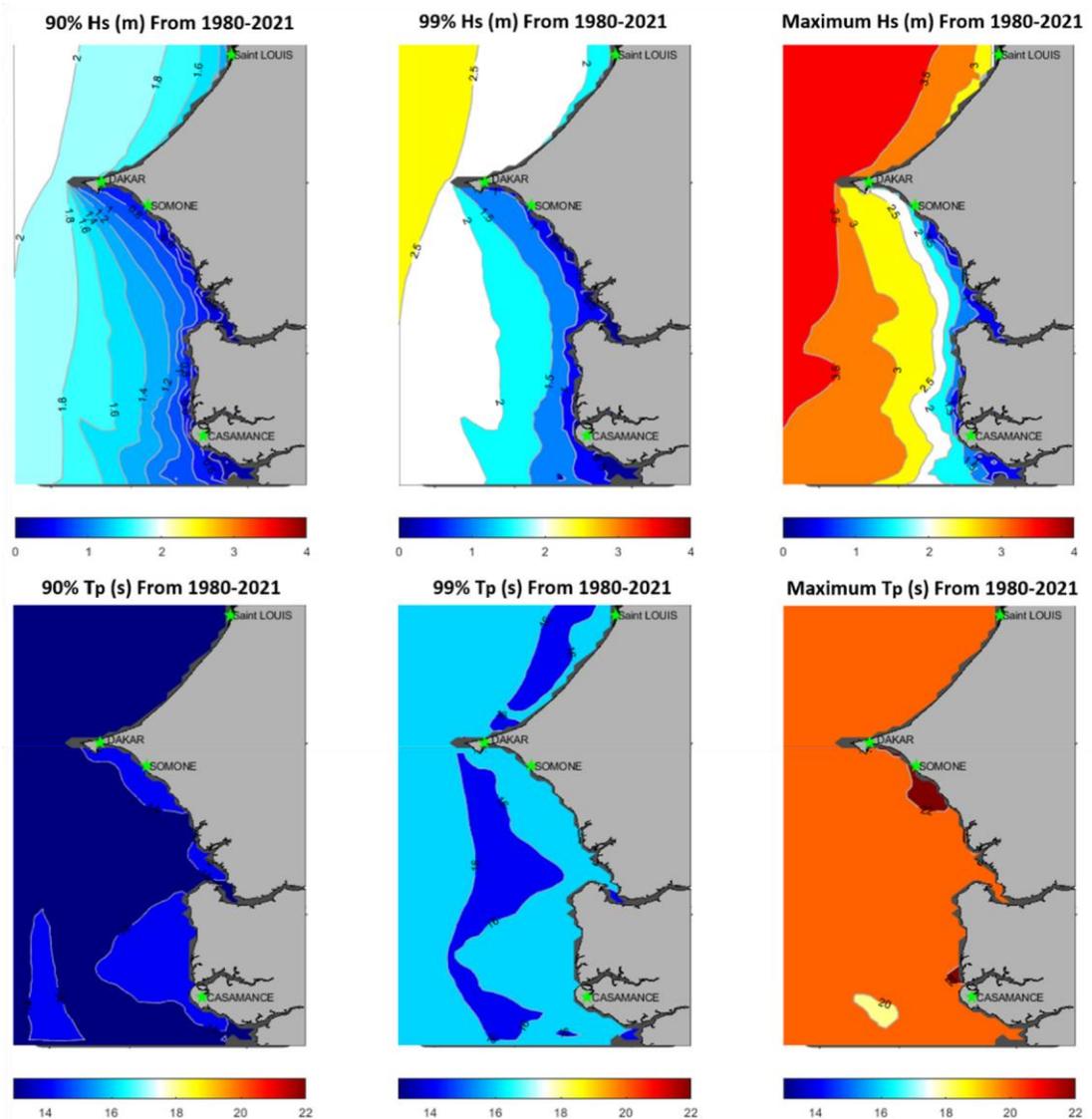


Figure 4. Spatial maps of extreme wave climate conditions for significant wave height (H_s (m), **top**) and peak periods (T_p (s), **bottom**), respectively, at the 90th, 99th, and 100th percentiles of maximum values on the Senegalese Coast from 1980 to 2021 (Brown patches along the coastline denote areas with insufficient resolution).

4.2.2. Seasonal Variability

At the seasonal scale, waves on the Senegalese Coast present strong spatial variability for the studied parameters (Figure 5). For H_s , the highest values (~ 1.6 m) are found during the boreal winter and spring, with smaller values in autumn (~ 1.4 m) and summer (~ 1.2 m, about 40% less). The winter and spring present the strongest wave conditions on the Big coast (from 1.2 to ~ 1.4 m and ~ 1.6 m off Dakar). On the contrary, the summer represents the season endowed with higher waves reaching the Small coast, with $H_s \sim 0.6$ m, which is about 50% more than other periods (with ~ 0.4 m on average). Dakar constitutes a natural border, for which the waves reaching the coast in all seasons are at least double in the north on the Big coast compared to the Small coast in the

south. Overall, the average directions of the waves are west to north-west (270° – 330°) in winter, spring, and autumn, while in summer, the south of the Small coast has rather west to south-west directions (240° – 270° and $>240^{\circ}$ between Dakar and Somone). The directions on the Big coast remain north-west (300° – 330°), suggesting that Southwestern swells do not reach this stretch of coast. For peak periods, winter exhibits the highest T_p with, on average, fairly uniform T_p conditions along the entire coast (~ 12 s). The peak period conditions are spatially roughly similar between spring and autumn and vary between 10–11.5 s. Summer conditions overall show the lowest T_p (from 8–9.5 s to the north, from 9–11 s to the south) compared to other seasons.

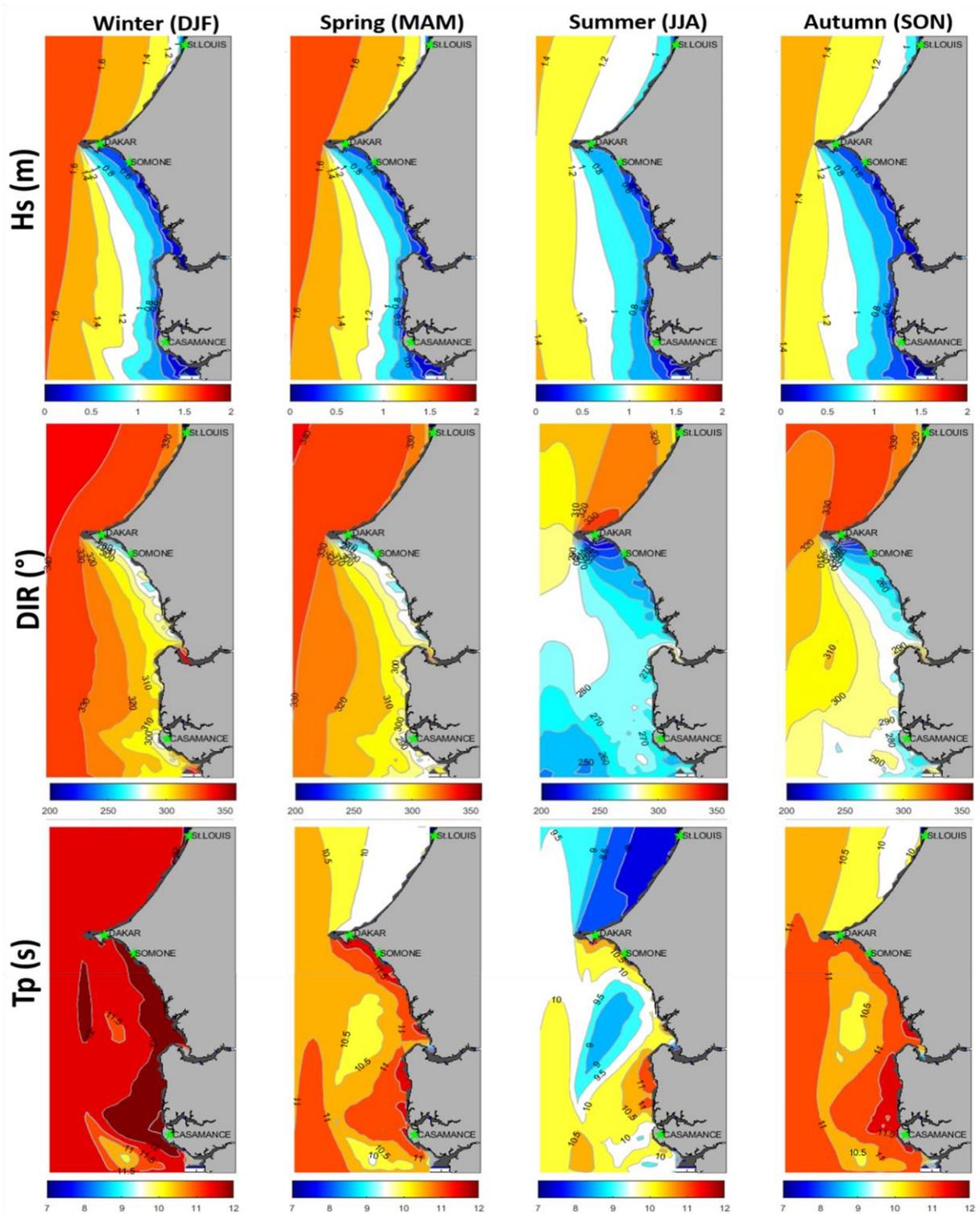


Figure 5. Spatial maps of seasonal mean wave climate: significant wave height (H_s (m), **top** panel), mean wave direction (DIR ($^\circ$), **middle** panel), and peak period (T_p (s), **bottom** panel) computed on the Senegalese Coast from 1980 to 2021. The dark grey patches along the coastline denote areas of insufficient model resolution.

4.2.3. Long-Term Trends

The global trend analysis of wave parameters over the studied period (1980–2021) shows very high spatial variability, as presented in Figure 6. The non-hatched areas correspond to the areas where trends are significant, with a 95% confidence level based on a Mann–Kendall test. Wave Hs globally show significant positive trends on the Senegalese Coast, with values increasing from nil to weak values off the Big coast (0–0.06 cm/year, from St-Louis to Dakar) to the Small coast (>0.06 cm/year), where maximum values up to 1.2 cm/year can be seen offshore of Casamance. For the wave periods (T_{m02} , T_p), the trends observed are extremely weak overall (the maximum is about 5.10^{-3} s, ~ 0.5 s per century). The mean period T_{m02} shows positive trends over the entire Littoral (between 0.001–0.0045 s/year), but they are maximum (0.0025–0.0045 s/year) and significant (with 95% confidence) only off the Dakar Peninsula and its surroundings. The peak periods T_p have positive trends (0–0.006 s/year) along the coast but maximum and significant only off Saint-Louis (0.004–0.006 s/year). Wave mean directions show a counterclockwise rotation over the study area, ranging from -0.12° to -0.02° /year.

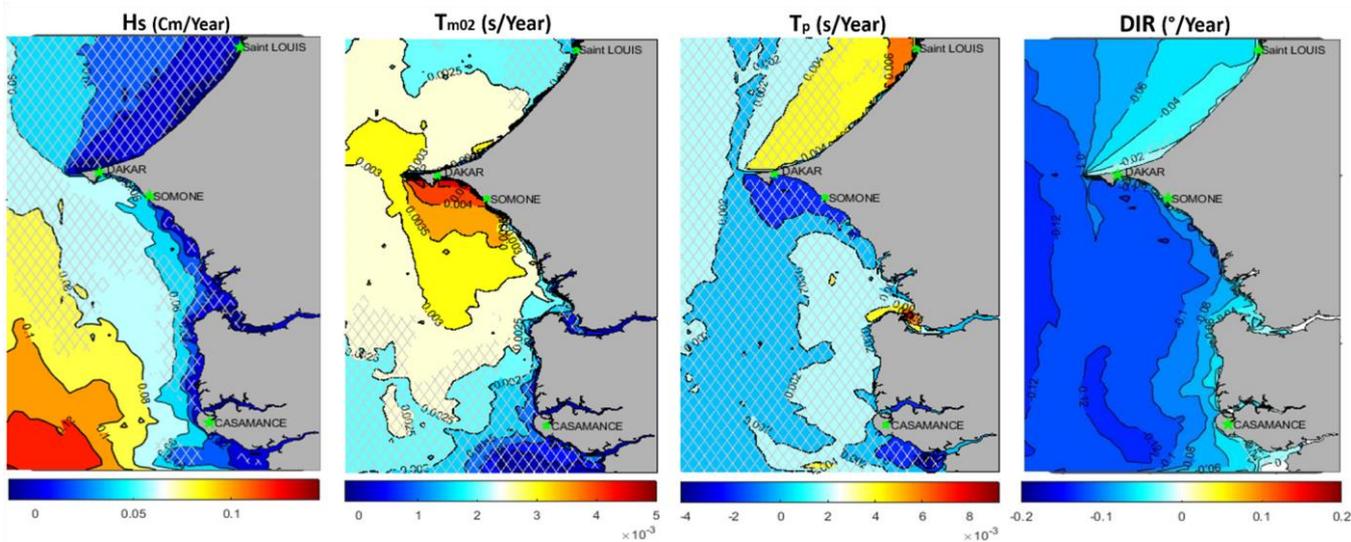


Figure 6. Trends of wave parameters (from left to right), significant wave height (Hs (cm)), wave mean period (T_{m02} (s)), peak period (T_p (s)), and mean direction (DIR ($^\circ$)) computed on the Senegalese Coast from 1980 to 2021, Hatched zones on maps indicate areas where trends are not significant at 95% (Mann–Kendall test).

The analysis of the interannual seasonal trends obtained from the different wave parameters shows an important spatial variation (between the Big and Small coasts) within a singular boreal season and over all seasons compared to each other (Figure 7). Regarding Hs, maximum and significant trends are found during the summer off the Small coast (0.2 cm/year), which decreases towards the north up to the Dakar Peninsula (0.1 cm/year). The trends observed in the mean wave directions show an anticlockwise rotation that is almost negative

(between -0.25 and $0^\circ/\text{year}$) and significant only during summer and autumn (95% confidence). The observed DIR during these seasons show similarities marked by a decrease from the open sea ($-0.03^\circ/\text{year}$) towards the shore ($-0.05^\circ/\text{year}$) and a spatial difference of $\sim 0.05^\circ/\text{year}$ between autumn and summer. Positive and significant T_{m02} trends (95% confidence) are observed during summer and autumn, with maximum values in the northern part of the Small coast (~ 0.004 s/year and ~ 0.007 s/year, respectively). Overall, the observed T_p trends are found to be significant (95% confidence) only during autumn near the Big coast shore with ~ 0.015 s/year, about 20 times higher than the observed T_{m02} maximum trend.

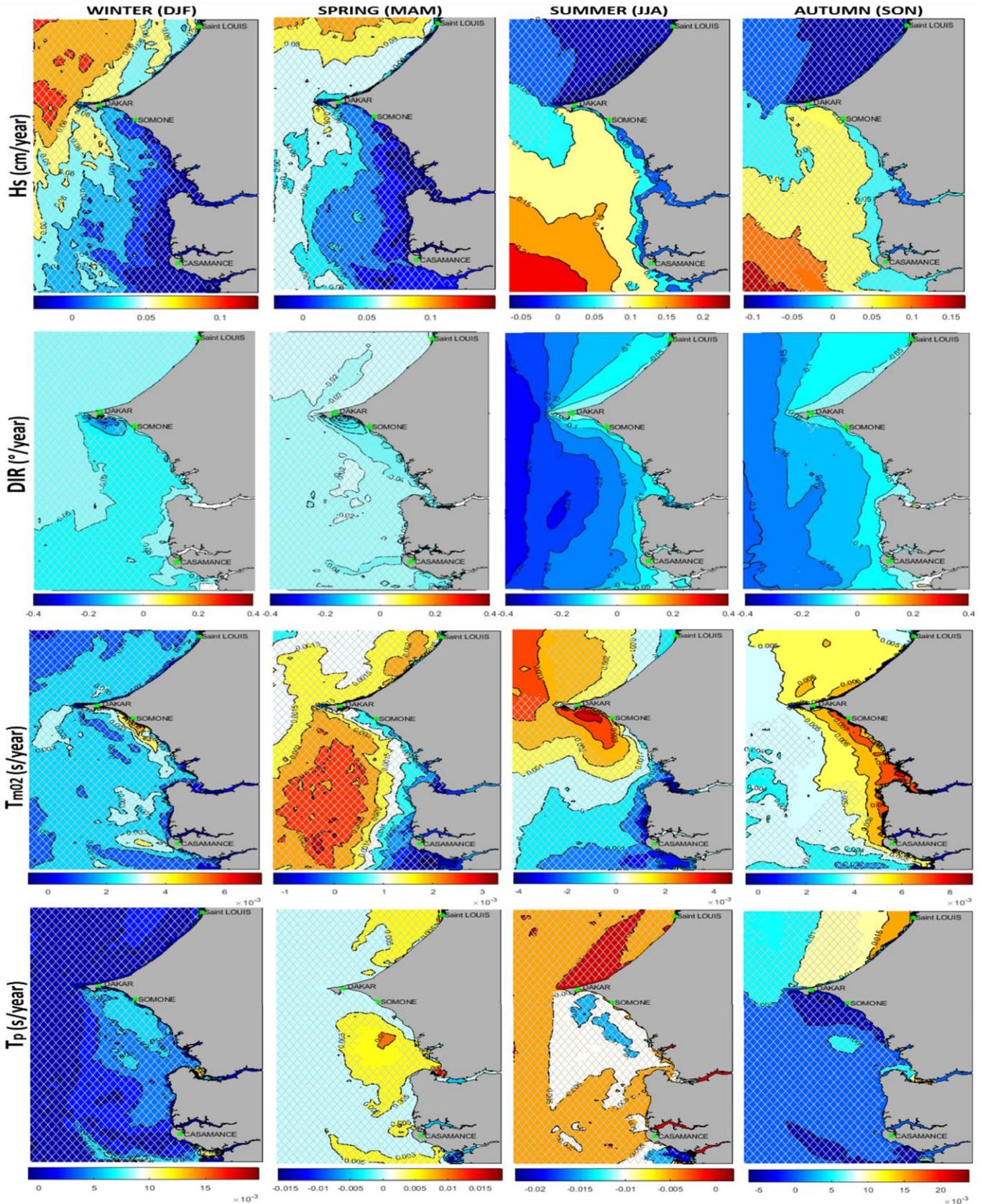


Figure 7. Seasonal trends computed over the period 1980–2021 for the main wave parameters (H_s , DIR , T_{m02} , and T_p) in winter, spring, summer, and autumn on the Senegalese Coast from 1980–2021. Hatched zones on maps indicate areas where trends are not significant at 95% (Mann–Kendall test).

5. The Control of Atlantic Climate Modes on Wave Climate Variability on the Senegalese Coast

In order to understand the origin of the patterns and trends described in the previous section, a correlation analysis was performed between fields of mean wave parameters (H_s , T_{m02} , T_p , and DIR) and the indexes of the main mode of climate variability for the North (NAO, EA) and the South (SAM) Atlantic Oceans.

5.1. The North Atlantic Oscillation (NAO)

The correlation between the NAO index and the mean wave parameters (H_s , T_{m02} , T_p , and DIR) was computed over the studied area from 1980 to 2021. The results are only presented for the boreal winter (DJFM), as it is the only season where both the strongest and most significant correlations were found (Figure 8). Strong negative and significant correlations (95% confidence) are generally observed for H_s and T_{m02} , while DIR spatially presents a positive and significant correlation, particularly off the Big coast. H_s and NAO are strongly negatively correlated with values of -0.6 on the 'Big coast' and up to -0.7 on the 'Small coast' (e.g., Dakar and Somone vicinities). Similarly, the wave mean period T_{m02} and NAO present a negative correlation of -0.5 on almost the entire coast, only decreasing until being non-significant in Casamance. Weaker and non-significant negative correlations are observed between T_p and the NAO, between -0.2 and -0.3 . The correlations between DIR and NAO are exclusively positive, significant off the north of the Small coast with 0.4 and along the whole Big coast, where correlations are stronger with 0.5 . These positive correlations mean that positive phases of NAO are associated with waves coming from further north and vice versa.

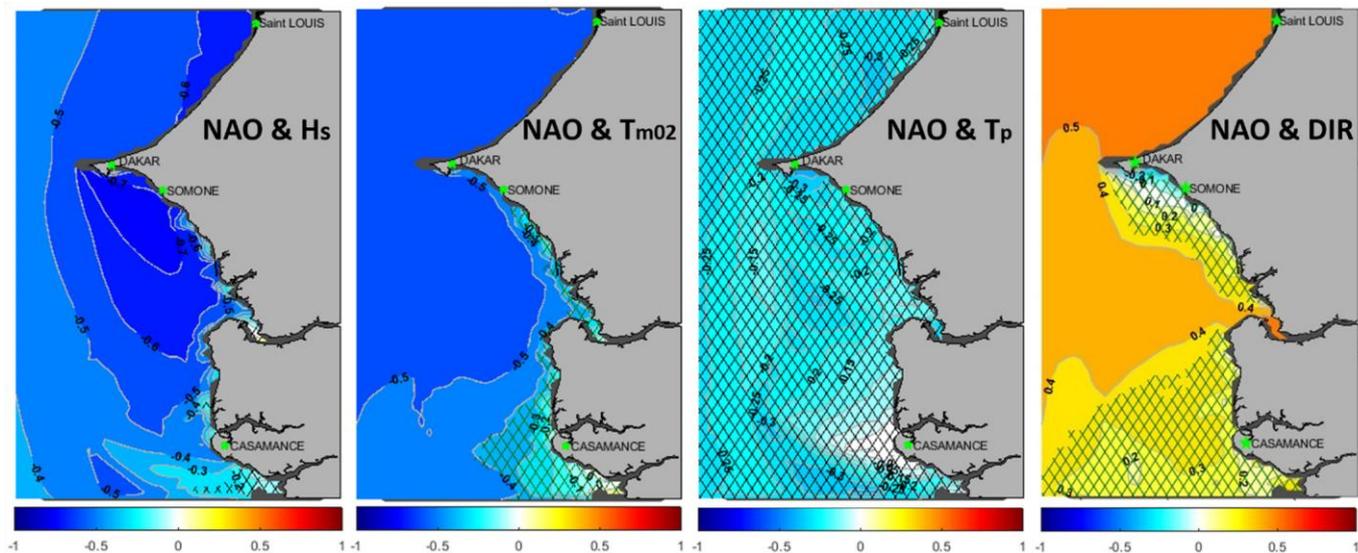


Figure 8. Spatial correlations between NAO and wave parameters (H_s , T_{m02} , T_p , and DIR) during boreal winter (DJFM), computed on the Senegalese Coast from 1980–2021, crosslines on maps indicate areas with non-significant correlations (at 95% confidence interval from Mann–Kendall test).

Seasonal wind fields were computed from ERA5 to explain the correlations found between wave parameters and the main climatic modes (Figure 9). These wind fields correspond each time to the norms of the zonal and meridional components. To ease this analysis, the period characterized by the largest values of the corresponding indices were considered: winter 1989 (December 1988 and from January to March 1989) for the NAO+ phase (+2.86) and winter 2010 (December 2009 and from January to March 2010) for the NAO- phase (-2.7085). The spatial repartition of wind fields shows opposing patterns during NAO+ and NAO- phases in the North Atlantic Ocean (Figure 9). Thus, during NAO positive phases, westerlies are stronger but shift northward by 1000 to 2000 km compared to negative phases. The NAO- phases are characterized by less intense depressions but are shifted to the south around latitudes 30° N to ~20° N. Under negative phases, fetches are located closer to Senegal, which directly explains the negative correlation between Hs and NAO indices. Fetches that shifted northward during positive phases also explain the positive correlation between these indices and the mean wave direction, DIR. Previous studies already reported larger waves in Southern Europe under negative phases of NAO (e.g., [12,14,31–33,40]). In this study, we show that this control is also active until the coastlines of Senegal and impacts all studied wave parameters.

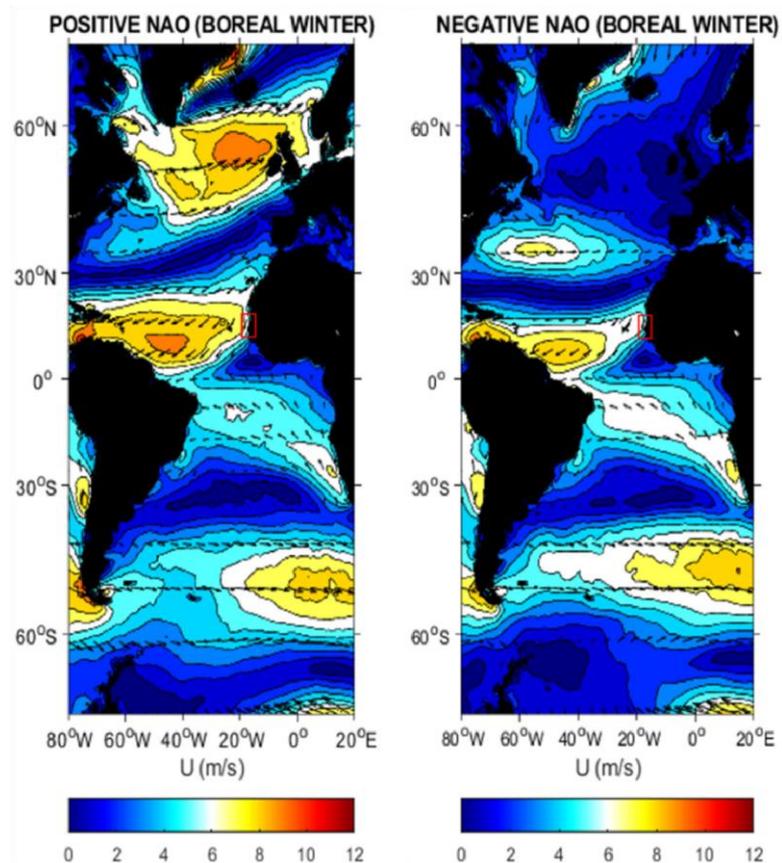


Figure 9. The red rectangle indicates the average winter wind speed corresponding, respectively, to the periods of maximum (NAO+, left) and minimum (NAO-, right) phases of NAO in the tropical Atlantic on the Senegalese Coast.

5.2. East Atlantic Mode (EA)

The same analysis was performed for the East Atlantic index (hereafter, EA) for the boreal winter (DJF, Figure 10) from 1980–2016 (see Section 3.5). Strongly negative significant correlations are obtained in boreal winter for Hs (-0.6 to -0.8), T_{m02} (-0.5 to -0.7), and T_p (-0.75 to -0.8). For DIR, similar patterns are obtained for the EA as for the NAO, with positive correlations off the Small (0.4 to 0.5) and all over the big coast (0.3 to 0.4) from Dakar to Dakar to Saint-Louis. Similarly to NAO, but with stronger and more significant values, a positive correlation area develops to the west of Casamance. The remote/teleconnection of the wave parameters to the EA mode remains observed on the Senegalese Coast during the boreal spring (not shown). However, the signal is weakened given the moderately negative and significant correlations observed offshore between Hs and EA (-0.4 to -0.5), T_{m02} and EA (-0.3 to -0.4), and T_p and EA (-0.4 to -0.5).

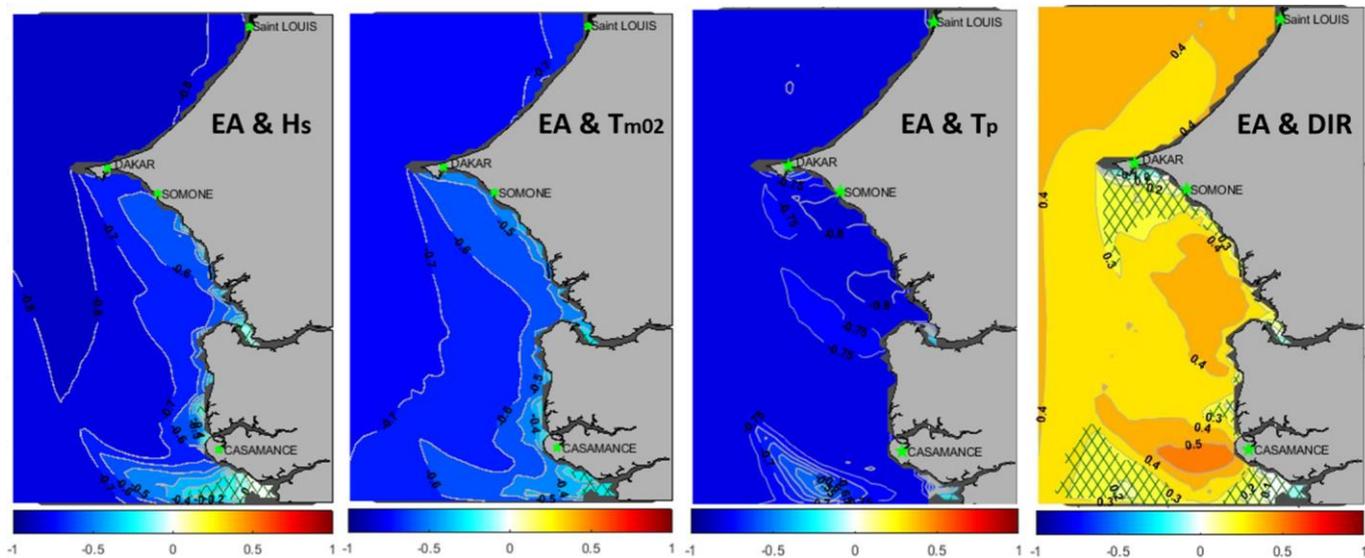


Figure 10. Spatial correlations between East Atlantic mode (EA) and wave parameters (Hs, T_{m02} , T_p , DIR), computed on the Senegalese Coast from 1980–2016 in boreal winter (DJF), crosslines on maps indicate areas with non-significant correlations (at 95% confidence interval, Mann–Kendall test).

Spatial wind patterns associated with positive and negative phases of EA were also compared (Figure 11). These wind fields correspond to the norms of the zonal and meridional components. The extreme index used corresponds to +EA (+1.51) during winter 2005 (December 2004 and from January to February 2005), while -EA (-1.71) occurs in winter 2014 (December 2013 and from January to February 2014). The spatial patterns of wind fields, respectively, for the positive and negative phases of EA (Figure 11) show many similarities with those observed in NAO (Figure 9). Compared to EA+ phases, EA- phases are characterized by fewer hollow depressions but are shifted to the south around latitudes 35° N to $\sim 25^\circ$ N. During EA positive phases, westerlies are less

strong but also shift more northward by 1000 km compared to EA negative phases. Although more northward, westerlies are much stronger during EA- phases (with $\sim 3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ greater than during NAO- phases). Fetches are thus located a little further from Senegal but endowed with stronger winds. This explains the strong negative correlation observed between wave parameters and EA indices. A few previous studies have already reported larger waves in Europe and North Africa under negative phases of EA (e.g., [31,32,38,40]). This study reveals that EA control is active at lower latitudes in the North Atlantic, like Senegal. Some studies have also found a link between the Scandinavian mode (SCAN, the third mode of variability in the North Atlantic) and wave climate variability (e.g., [33,38–40]) at similar latitudes. Still, no correlation has been found between the SCAN mode and the wave variability in this study area. Similarly, no links were found between the Pacific Ocean’s leading mode of variability, ENSO, even considering its negative –ENSO (El Niño) and positive +ENSO (La Niña) phases independently.

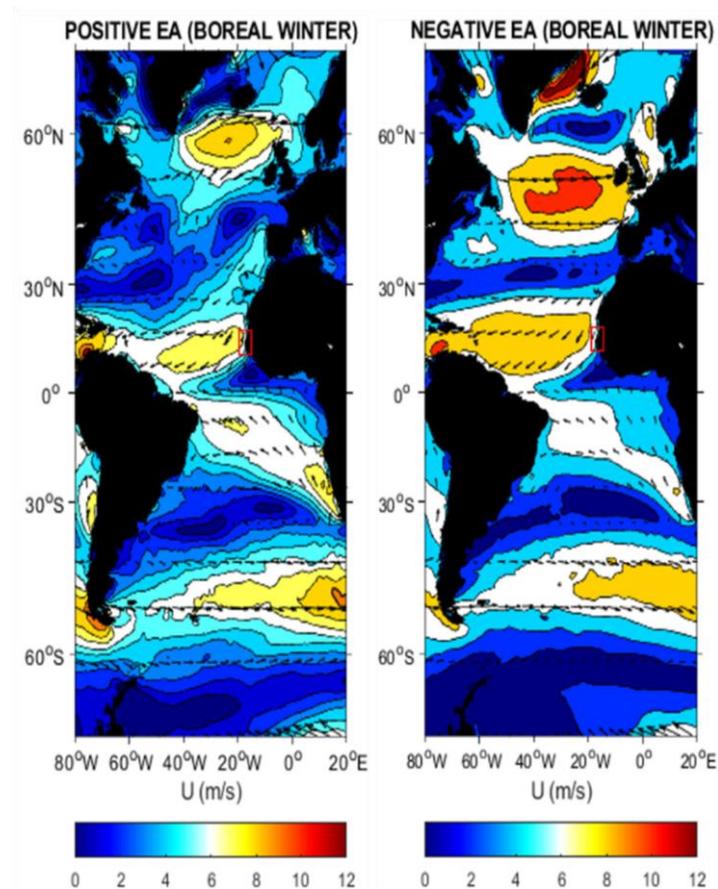


Figure 11. The red rectangle indicates the average winter wind speed corresponding, respectively, to the periods of maximum (EA+, **left**) and minimum (EA-, **right**) phases of EA mode in the tropical Atlantic on the Senegalese Coast.

5.3. South Atlantic Oscillation (SAM)

The correlation analysis between the SAM index and the wave parameters (H_s , T_{m02} , T_p , and DIR) showed almost no significant relations (correlation between -0.1 , 0 , and 0.1 , not shown here). On the other hand, while only considering positive phases (SAM index > 0 , hereafter, +SAM), significant correlations with H_s are found during boreal summer (Figure 12). Correlations with the other wave parameters (T_{m02} , T_p , and DIR) were very weak and all non-significant. During summer (JJA), H_s and +SAM only show significant local correlations off the Small coast, reaching 0.45 . Reguero et al. [69] found similar spatial correlations for the monthly mean H_s and SAM in the central West Pacific (at similar latitudes).

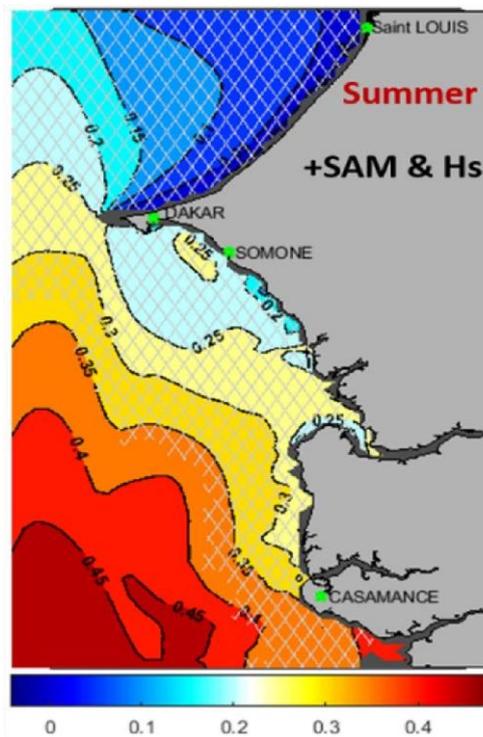


Figure 12. Spatial correlations between the +SAM index and H_s during boreal summer, computed on the Senegalese Coast from 1980–2021, indicated that crosslines on maps indicated not significant areas (at 95% confidence interval, Mann–Kendall test).

Seasonal wind fields were also computed from ERA5 to explain the correlations found between H_s and +SAM. During boreal summer (Figure 13), the extreme positive and negative SAM indexes used correspond, respectively, to 4.060 (summer 2010; JJA) and -3.160 (summer 1995; JJA). The +SAM phases in boreal summer are characterized by stronger westerlies at latitudes 40°S – 65°S in the storm belt over the Southern Ocean [15], where the southwest swells reaching Senegal (the Small coast from July to October) develop. This explains the more energetic wave conditions associated with +SAM observed on the Small coast. In this region, previous works revealed

that wave variability was linked exclusively to +SAM in the GG [45] in Senegal [7]. Marshall et al. [15] also reported that Hs correlated with the SAM in its high polarity (+SAM) during summer. They found strong positive wind anomalies (4–6 m/s) between latitudes 40° S–60° S during +SAM phases in summer.

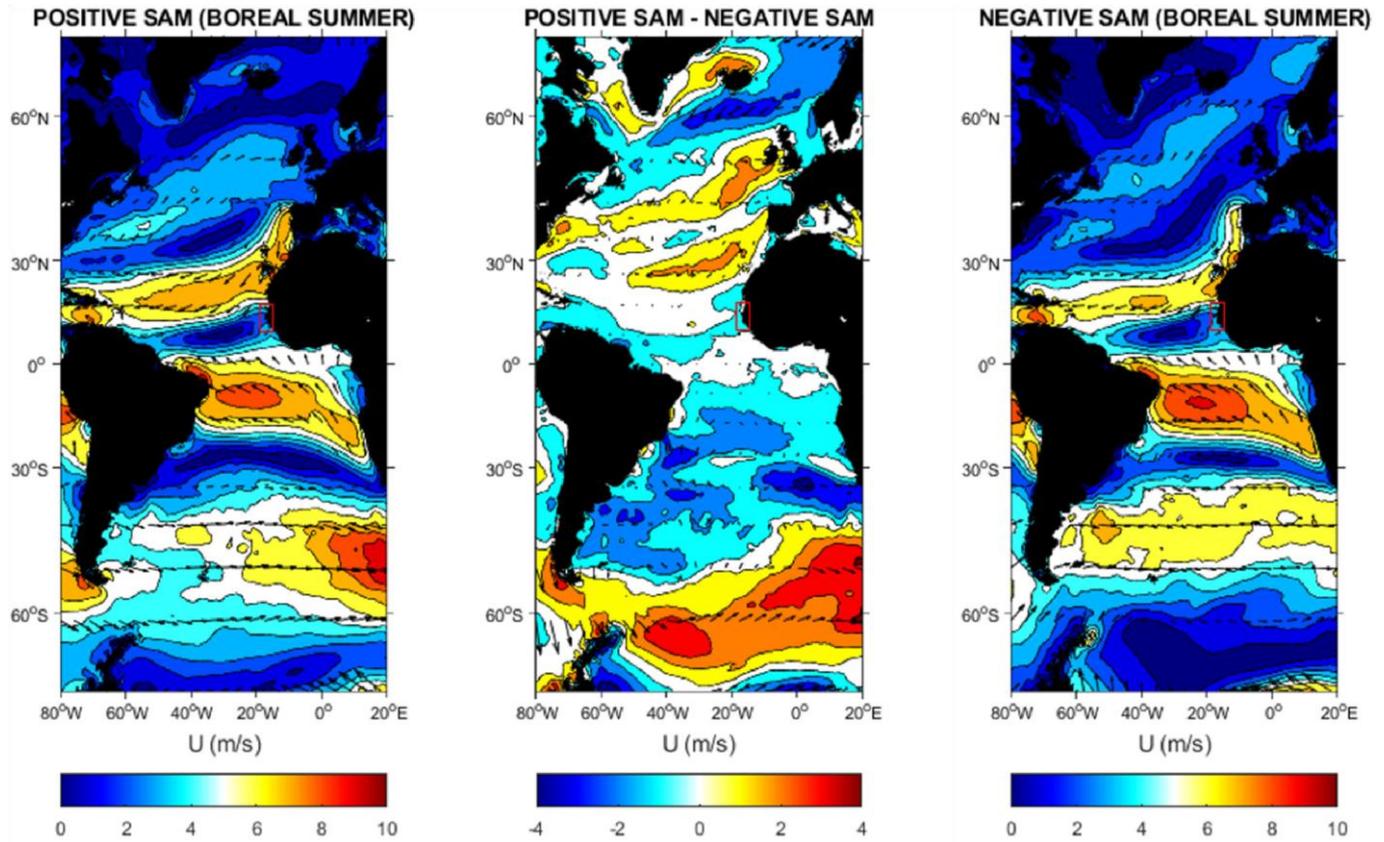


Figure 13. Average wind speed in the tropical Atlantic corresponds, respectively, to periods of maximum (+SAM, **left**) and minimum (–SAM, **right**) phases of SAM during boreal summer. The wind spatial difference is shown on the middle panel, and the Senegalese Coast is indicated by the red rectangle.

6. Discussion and Conclusions

6.1. Limitations of the Present Model

The wave climatology of the Senegalese Coast was analyzed based on a new wave hindcast from 1980 to 2021. This relies on the WW3 model implemented with high spatial (0.05°) and temporal (1 h) resolutions and state-of-the-art parameterizations for wind input and dissipation by whitecapping. Model/data comparison showed that the present configuration was able to reproduce well-defined wave parameters (H_s , T_{m02} , and T_p) with an accuracy comparable to previously published studies using high-resolution spectral wave modeling (e.g., [18,61,68]). The present hindcasts showed a substantial improvement compared to available wave hindcasts such as ERA5, which suggests that global

hindcasts are too coarse to investigate wave climates along the coasts of Senegal. However, some limitations remain. First, the model could not be verified on the Big coast because no observations were available. It is now possible to use the latest advanced altimetry data to obtain consistent wave observation up to ~10 km from the coast, compared to >100 km previously, but this was beyond the scope of this study. Other studies have shown that accounting for the nature of bottom substrates in wave dissipation by bottom friction can yield improved predictions compared to a spatially uniform representation, particularly in shallow depth (e.g., [68,70]). Although sensitivity analyses did not reveal a substantial effect at the location of the MELAX buoy, a more realistic representation of the substrate nature in the model could probably improve wave predictions nearshore, particularly over rocky bottoms (e.g., [70]).

6.2. Dakar Peculiarity in the Coastal Morphology

The spatial distribution for all the wave parameters showed a significant contrast between the Big and Small coasts on the mean, seasonal, and even in extreme wave climate conditions. These contrasting spatial patterns are largely controlled by the singular morphology of the Dakar Peninsula, which plays a key role in wave propagation on the Senegalese Coast by providing a natural barrier for swells originating from the north–west and the south–west. Throughout their propagation around Dakar Peninsula, NW swells rotate by about 50° to 100°. Their significant height is reduced by about 50% when reaching the Small coast, especially during seasons where the north swells are predominant. Locally, previous studies had already proposed that the decrease in H_s around Dakar is due to diffraction ([48,71]). However, this process is not dominant because diffraction is not accounted for in the model, while it should, on the contrary, add more energy to the Small coast (i.e., enlargement of wave fronts behind an obstacle). Hence, the dominant processes explaining spatial wave patterns around the Dakar Peninsula are refraction ([7,11]) combined with a strong shadow effect.

6.3. The Wave Climate Control by Atlantic Modes of Variability

Wave climate variability was linked to several Atlantic climate modes. Almar et al. [7] found a significant and negative correlation between NAO and H_s in boreal winters from 1980–2016. In the present study, we extended this correlation to other parameters, such as T_{m02} , which was negatively correlated with NAO, and DIR, which was positively correlated with NAO. The spatial patterns of correlations between T_{m02} and NAO were found to be similar to those observed between H_s and NAO. Interestingly, the East Atlantic mode (2nd Northern Hemisphere mode of variability) also showed robust links that explain the wave variability with strong negative correlations larger than those obtained with NAO during winter (and although weakened, significant negative correlations remain observable during spring). Links between SAM

mode and wave variability are generally restricted to +SAM and Hs. The +SAM involved strong Hs conditions during the summer. Knowledge of these remote connections is interesting as it would indicate that lower-than-average wave energy conditions on the coastline would occur when the two modes, NAO and EA, are concomitantly endowed with their highest positive phase index. Similar observations characterized by several climatic modes active simultaneously have already been reported in the Atlantic (e.g., [16,32,33]). When it is possible to predict these modes on a seasonal scale or even further on a climate change scale, then an idea will be made of the future wave regimes on the Senegalese Coast (and in the region).

6.4. Long-Term Trends on Wave Parameters and Climate Modes, Comparative Evolution and Future Implications

While focusing only on significant trends at 95%, wave parameters show modest trends, although strong contrasts can be observed depending on the season. The climatology obtained on the coast shows very weak trends for the wave periods (T_{m02} and T_p , ~ 0.05 s per decade at maximum). The directions showed a counterclockwise relationship overall (between 0° and -1° per decade). These results on wave T_{m02}/T_p and DIR trends corroborate well the findings of previous studies in GG ([17,18]). The results obtained from the Hs annual trends corroborate well the previous findings of Reguero et al. [69] from 1948 to 2008 for coasts of similar latitudes but to the west of the Atlantic Ocean. More locally, our upward trends in Hs reaching ~ 1.2 cm.decade⁻¹ are in line with Osinowo et al. [18] from 1980 to 2016 and Dahunsi et al. [17] from 1979 to 2005 at the east of the GG, although both investigated the extreme wave climate (99th percentile). For a consistent comparison, a global trend computation on extreme Hs (99th percentiles, 1980–2021) over the study period also showed similar spatial patterns equivalent to the maximum trends observed by Osinowo et al. [18] in the Western part of the GG. Spatially highly variable, the trends obtained on mean Hs were shown to range from 0.2 cm.decade⁻¹ (Big coast) and 1.2 cm.decade⁻¹ (Small coast), with a maximum increase during summer (max ~ 2 cm.decade⁻¹ over Small coast), which decreases from south to north. Overall, the observed Hs spatial patterns and trends would be mainly explained based on the activities of South Atlantic swells and storms. Over the study period, no trend can be observed for NAO and EA modes, with their corresponding indices dropping by -0.003 .year⁻¹ and -0.005 .year⁻¹, respectively. On the other hand, the SAM index shows an upward trend of $+0.07$.year⁻¹. For the other wave parameters, an increase in T_{m02} to the north of the Small coast and a counterclockwise rotation of DIR are observed in summer along the Small coast, i.e., when the wave climate is dominated by swells generated in the Southern Atlantic Ocean. As the wave climate in the Southern Atlantic Ocean is partly controlled by SAM [15,34], these

trends are mostly explained by the increase in the SAM index by $+0.07 \cdot \text{year}^{-1}$ over the studied period. The Hs increase observed in this study is partly explained by the upsurge of South Atlantic storminess associated with SAM. Several recent studies have also relayed an increase in South Atlantic storminess (e.g., [15,16,72]), and other research has associated this upsurge with the strong positive trend observed on the SAM index (e.g., [7,15,34,42]). Similarly, Bertin et al. [14] found an increase in Hs in the North Atlantic Ocean over 1900–2008, a period during which the NAO index showed a very weak trend. These authors associate this increase with increased wind speeds supported by observations, although they did not provide a physical explanation. Young et al. [19] also reported such an increase in wind speed from 1985 to 2008 on a global scale. However, other aspects remain to be investigated, such as the distinctive climatology of wind waves and distant swells using partitioning algorithms [73,74] and the direct investigation of wind fields. Finally, the proposed wave model and results obtained from this study could guide future coastal research associated with this area, such as the morphodynamic evolution of beaches, estuaries, and coastal lagoons in large numbers on the Senegal Coast.

Author Contributions: Conceptualization, M.S.S., X.B. and I.S.; methodology, M.S.S., X.B. and I.S.; software, X.B. and M.S.S.; validation, X.B., M.S.S. and A.L.; formal Analysis, M.S.S. and X.B.; investigation, M.S.S., X.B. and M.S.; resources, I.S., X.B. and M.B.D.; data curation, M.S.S., X.B., I.S., M.S. and A.L.; writing—original draft preparation, M.S.S.; writing—review and editing, M.S.S., X.B., I.S., A.L., M.S. and M.B.D.; visualization, X.B., I.S., M.B.D. and A.L.; supervision, X.B., I.S. and M.B.D.; project administration, X.B., I.S. and M.B.D.; funding acquisition, I.S., X.B. and M.B.D. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research received no external funding.

Institutional Review Board Statement: Not applicable.

Informed Consent Statement: Not applicable.

Data Availability Statement: The wave hindcast presented in this study can be accessed through the Zenedo Repository number doi.org/10.5281/zenodo.8139334.

Acknowledgments: This work stems from the scientific collaboration between Cheikh Anta Diop University (Dakar, Senegal) and La Rochelle Université (La Rochelle, France). This study would not have been possible without the availability of the ERA5 wind field reanalysis, supported by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), and the WWIII model provided by the US NOAA. We would like to thank the various teams of the Laboratoire Mixte International d'Etude du Climat d'Afrique de l'Ouest (ECLAIRS) for sharing the MELAX buoy-observatory data off Dakar. Many thanks to the Centre de Suivi Ecologique de Dakar and the Fond Français pour l'Environnement Mondiale (FFEM) as part of the West Africa Coastal Area (WACA) Program for funding this research (Agreement N° CZZ2221.01. U.). Finally, we would like to thank the three anonymous reviewers for their constructive reviews, which improved this manuscript substantially.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. Nicholls, R.J.; Wong, P.P.; Burkett, V.R.; Codignotto, J.O.; Hay, J.E.; McLean, R.F.; Ragoonaden, S.; Woodroffe, C.D. Coastal systems and lowlying areas. In *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*; Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., Hanson, C.E., Eds.; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2007; pp. 315–356.
2. Niang, N.A. Dynamique Socio-Environnementale et Gestion des Ressources Halieutiques des Régions Côtières du Sénégal: L'exemple de la Pêche Artisanale. Ph.D. Thesis, Université de Rouen, Rouen, France, 2009; 302p.
3. Bertin, X.; Bruneau, N.; Breihl, J.F.; Fortunato, A.B.; Karpytchev, M. Importance of wave age and resonance in storm surges: The case of Xynthia, Bay of Biscay. *Ocean Model.* **2011**, *42*, 16–30. [[CrossRef](#)]
4. Sadio, M.; Anthony, E.J.; Diaw, A.T.; Dussouillez, P.; Fleury, J.T.; Kane, A.; Almar, R.; Kestenare, E. Shoreline Changes on the Wave-Influenced Senegal River Delta, West Africa: The Roles of Natural Processes and Human Interventions. *Water* **2017**, *9*, 357. [[CrossRef](#)]
5. WACA. *Un Littoral Résilient, des Communautés Résilientes, Rapport Annuel 2020*; Programme de Gestion du Littoral Ouest-Africain; World Bank Group: Washington, DC, USA, 2020; 80p.
6. Sadio, M.; Sakho, I.; Samou, S.M.; Gueye, A.; Diouf, M.B.; Deloffre, J. Multi-decadal dynamics of the Saloum River delta mouth in climate change context. *J. Afr. Earth Sci.* **2022**, *187*, 104451. [[CrossRef](#)]
7. Almar, R.; Kestenare, E.; Boucharel, J. On the key influence of remote climate variability from Tropical Cyclones, North and South Atlantic mid-latitude storms on the Senegalese coast (West Africa). *Environ. Res. Commun.* **2019**, *1*, 071001. [[CrossRef](#)]
8. Reguero, B.G.; Losada, I.; Mendez, F. A recent increase in global wave power as a consequence of oceanic warming. *Nat. Commun.* **2019**, *10*, 205. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
9. Sakho, I.; Sadio, M.; Camara, I.; Noblet, M.; Seck, A.; Saengsupavanich, C.; Ndour, A.; Diouf, M.B. Sea level rise and future shoreline changes along the sandy coast of Saloum Delta, Senegal. *Arab. J.* **2022**, *15*, 1547. [[CrossRef](#)]
10. Voudoukas, M.I.; Clarke, J.; Ranasinghe, R.; Reimann, L.; Khalaf, N.; Duong, T.M.; Simpson, N.P. African heritage sites threatened as sea-level rise accelerates. *Nat. Clim. Change* **2022**, *12*, 256–262. [[CrossRef](#)]
11. Cissé, C.O.T.; Almar, R.; Youm, J.P.M.; Jolicoeur, S.; Taveneau, A.; Sy, B.A.; Sakho, I.; Sow, B.A.; Dieng, H. Extreme Coastal Water Levels Evolution at Dakar (Senegal, West Africa). *Climate* **2023**, *11*, 6. [[CrossRef](#)]
12. Dodet, G.; Bertin, X.; Tabora, R. Wave climate variability in the north-east Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modell.* **2010**, *31*, 120–131. [[CrossRef](#)]
13. Reguero, B.G. Numerical Modeling of the Global Wave Climate Variability and Associated Environmental and Technological Risks. Ph.D. Thesis, Universidad de Cantabria, Spain, Santander, December 2012; pp. 65–123.
14. Bertin, X.; Prouteau, E.; Letetrel, C. A significant increase in wave height in the North Atlantic Ocean over the 20th century. *Glob. Planet. Change* **2013**, *106*, 77–83. [[CrossRef](#)]
15. Marshall, A.G.; Hemer, M.A.; Hendon, H.H.; McInnes, K.L. Southern annular mode impacts on global ocean surface waves. *Ocean Model.* **2018**, *129*, 58–74. [[CrossRef](#)]
16. Oliver, B.; Veitch, J.; Reason, C.J.C. Variability in high wave energy events around the southern African coast. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2022**, *127*, e2021JC018255. [[CrossRef](#)]
17. Dahunsi, A.; Bonou, F.; Olusegun, D.; Ezinvi, B. A Spatio-Temporal Trend of Past and Future Extreme Wave Climates in the Gulf of Guinea Driven by Climate. *J. Mar. Sci. Eng.* **2022**, *10*, 1581. [[CrossRef](#)]
18. Osinowo, A.; Okogbue, E.; Eresanya, E.; Akande, S. Extreme significant wave height climate in the Gulf of Guinea. *Afr. J. Mar. Sci.* **2018**, *40*, 407–421. [[CrossRef](#)]
19. Young, I.; Zieger, S.; Babanin, A. Global Trends in Wind Speed and Wave Height. *Science* **2011**, *332*, 451–455. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
20. Timmermans, B.W.; Gommenginger, C.P.; Dodet, G.; Bidlot, J.R. Global wave height trends and variability from new multiresolution satellite altimeter products, reanalyses, and wave buoys. *Geophys. Res. Lett.* **2020**, *47*, e2019GL086880. [[CrossRef](#)]
21. Izaguirre, C.; Méndez, F.J.; Menéndez, M.; Losada, I.J. Global extreme wave height variability based on satellite data. *Geophys. Res. Lett.* **2011**, *38*, L10607. [[CrossRef](#)]
22. Kumar, P.; Min, S.; Weller, E.; Lee, H.; Wang, X. Influence of Climate Variability on Extreme Ocean Surface Wave Heights Assessed from ERA-Interim and ERA-20C. *J. Clim.* **2016**, *29*, 4031–4046. [[CrossRef](#)]
23. Kumar, P.; Kaur, S.; Weller, E.; Min, S.K. Influence of natural climate variability on the extreme ocean surface wave heights over the Indian Ocean. *J. Geophys. Res. Oceans* **2019**, *124*, 6176–6199. [[CrossRef](#)]
24. Patra, A.; Min, S.K.; Seong, M.G. Climate variability impacts on global extreme wave heights: Seasonal assessment using satellite data and ERA5 reanalysis. *J. Geophys. Res. Oceans* **2020**, *125*, e2020JC016754. [[CrossRef](#)]

25. Cassou, C.; Cherchi, A.; Kosaka, Y. IPCC. Annex IV: Modes of Variability. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*; Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S.L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M.I., Eds.; Cambridge University Press: Cambridge, UK; New York, NY, USA, 2021; pp. 2153–2192. [[CrossRef](#)]
26. Bacon, S.; Carter, D.J.T. A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic. *Int. J. Climatol.* **1993**, *13*, 423–436. [[CrossRef](#)]
27. Hurrell, J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* **1995**, *269*, 676–679. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
28. Kushnir, Y.; Cardone, V.J.; Greenwood, J.G.; Cane, M.A. The recent increase in North Atlantic Wave Heights. *J. Clim.* **1997**, *10*, 2107–2113. [[CrossRef](#)]
29. Woolf, D.K.; Cotton, P.D.; Challenor, P.G. Variability and predictability of the North Atlantic wave climate. *J. Geophys. Res.* **2002**, *107*, 3145. [[CrossRef](#)]
30. Hurrell, J.W.; Kushnir, Y.; Ottersen, G.; Visbeck, M. An overview of the North Atlantic oscillation. *Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union* **2003**, *134*, 1–36.
31. Castelle, B.; Dodet, G.; Masselink, G.; Scott, T. Increased winter-mean wave height, variability, and periodicity in the Northeast Atlantic over 1949–2017. *Geophys. Res. Lett.* **2018**, *45*, 3586–3596. [[CrossRef](#)]
32. Morales-Márquez, V.; Orfila, A.; Simarro, G.; Marcos, M. Extreme waves and climatic patterns of variability in the eastern North Atlantic and Mediterranean basins. *Ocean Sci.* **2020**, *16*, 1385–1398. [[CrossRef](#)]
33. Hochet, A.; Dodet, G.; Ardhuin, F.; Hemer, M.; Young, I. Sea State Decadal Variability in the North Atlantic: A Review. *Climate* **2021**, *9*, 173. [[CrossRef](#)]
34. Marshall, G.J. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *J. Clim.* **2003**, *16*, 4134–4143. [[CrossRef](#)]
35. Hemer, M.; Chruch, J.A.; Hunter, J.R. Variability and trends in the directional wave climate of the Southern Hemisphere. *Int. J. Climatol.* **2010**, *30*, 475–491. [[CrossRef](#)]
36. Hemer, M.; Fan, Y.; Mori, N.; Semedo, A.; Wang, X. Projected changes in wave climate from a multi-model ensemble. *Nat. Clim. Change* **2013**, *3*, 471–476.
37. Barnard, P.; Short, A.; Harley, M.; Splinter, K.D.; Vitousek, S.; Turner, I.L.; Allan, J.; Banno, M.; Bryan, K.R.; Doria, A.; et al. Coastal vulnerability across the Pacific dominated by El Niño/Southern Oscillation. *Nat. Geosci.* **2015**, *8*, 801–807. [[CrossRef](#)]
38. Izaguirre, C.; Mendez, F.J.; Menedez, M.; Luceno, A.; Losada, I.J. Extreme wave climate variability in Southern Europe using satellite data. *J. Geophys. Res.* **2010**, *115*, C04009. [[CrossRef](#)]
39. Shimura, T.; Mori, N.; Mase, H. Ocean Waves and Teleconnection Patterns in the Northern Hemisphere. *J. Clim.* **2013**, *26*, 8654–8670. [[CrossRef](#)]
40. Martínez-Asensio, A.; Tsimplis, M.N.; Marcos, M.; Feng, X.; Gomis, D.; Jordà, G.; Josey, S.A. Response of the North Atlantic wave climate to atmospheric modes of variability. *Int. J. Climatol.* **2016**, *36*, 1210–1225. [[CrossRef](#)]
41. Castelle, B.; Dodet, G.; Masselink, G.; Scott, T. A new climate index controlling winter wave activity along the Atlantic coast of Europe: The West Europe Pressure Anomaly. *Geophys. Res. Lett.* **2017**, *44*, 1384–1392. [[CrossRef](#)]
42. Almar, R.; Kestenare, E.; Reyns, J.; Jouanno, J.; Anthony, E.J.; Laibi, R.; Hemer, M.; Du Penhoat, Y.; Ranasinghe, R. Response of the Bight of Benin (Gulf of Guinea, West Africa) coastline to anthropogenic and natural forcing, Part1: Wave climate variability and impacts on the longshore sediment transport. *Cont. Shelf Res.* **2015**, *110*, 48–59. [[CrossRef](#)]
43. Dee, D.P.; Uppala, S.M.; Simmons, A.J.; Berrisford, P.; Poli, P.; Kobayashi, S.; Andrae, U.; Balmaseda, M.A.; Balsamo, G.; Bauer, P.; et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2011**, *137*, 553–597. [[CrossRef](#)]
44. Winant, C.D.; Dorman, C.E.; Friehe, C.A.; Beardsley, R.C. The marine layer off northern California: An example of supercritical channel flow. *J. Atmos. Sci.* **1988**, *45*, 3588–3605. [[CrossRef](#)]
45. Colosi, L.V.; Villas Bôas, A.B.; Gille, S.T. The seasonal cycle of significant wave height in the ocean: Local versus remote forcing. *J. Geophys. Res. Oceans* **2021**, *126*, e2021JC017198. [[CrossRef](#)]
46. Diaw, A.T. Morphométrie du littoral sénégalais et gambien. *Notes Afr. Dakar* **1984**, *183*, 58–63.
47. CSE. *Rapport Sur l'état de L'Environnement au Sénégal, Edition 2005*; Ministère de l'Environnement et de la Protection de la Nature: Dakar, Senegal, 2005; 231p.
48. Niang, D.I. L'érosion Sur la Petite Côte du Sénégal à Partir de L'Exemple de Rufisque: Passé-Présent-Futur. Ph.D. Thesis, Université D'Angers, Angers, France, 1995; 317p.
49. Guilcher, A.; Nicholas, J.P. Observation sur la Langue de Barbarie et les bras du Sénégal aux environs de Saint-Louis. *Bull. D'inf. Com. Océanogr. Etudes Côtières* **1954**, *6*, 227–242. (In French)
50. Tolman, H.L. *User Manual and System Documentation of WAVEWATCH-III, Version 1.15*; NOAA/NWS/NCEP/OMB Technical Note 151; US Department of Commerce: Washington, DC, USA, 1997; 97p.

51. Tolman, H.L. *User Manual and System Documentation of WAVEWATCH-III, Version 1.18*; NOAA/NWS/NCEP/OMB Technical Note 166; US Department of Commerce: Washington, DC, USA, 1999; 110p.
52. Tolman, H.L. *User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III, Version 3.14*; NOAA/NWS/NCEP/MMAB Technical Note 276; US Department of Commerce: Washington, DC, USA, 2009; 194p.
53. Wamdi Group. The WAM model—A third generation ocean wave prediction model. *J. Phys. Oceanogr.* **1988**, *18*, 1775–1810. [[CrossRef](#)]
54. Komen, G.J.; Cavaleri, L.; Donelan, M.; Hasselmann, K.; Hasselmann, S.; Janssen, P.A.E.M. *Dynamic and Modelling of Ocean Waves*; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 1994; 532p.
55. Bidlot, J.R.; Holt, M.W. *Verification of Operational Global and Regional Wave Forecasting Systems Against Measurements from Moored Buoys*; JCOMM Technical Report 30; WMO & IOC: Geneva, Switzerland, 2006. [[CrossRef](#)]
56. Yanenko, N.N. *The Method of Fractional Steps, the Solution of Problems of Mathematical Physics in Several Variables*; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 1971. [[CrossRef](#)]
57. Tolman, H.L.; Booij, N. Modeling wind waves using wavenumber direction spectra and a variable wavenumber grid. *Glob. Atmos. Ocean Syst.* **1998**, *6*, 295–309.
58. WaveWatch III R© Development Group. *User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III, Version 6.07*; US Department of Commerce: Washington, DC, USA, 2019.
59. GEBCO. 2019. Available online: <https://download.gebco.net/> (accessed on 1 October 2020).
60. Hersbach, H.; Bell, B.; Berrisford, P.; Hirahara, S.; Horányi, A.; Muñoz-Sabater, J.; Nicolas, J.; Peubey, C.; Radu, R.; Schepers, D.; et al. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2020**, *146*, 1999–2049. [[CrossRef](#)]
61. Alday, M.; Ardhuin, F.; Accensi, M.; Dodet, G. A global wave parameter database for geophysical applications. Part 3: Improved forcing and spectral resolution. *Ocean. Model.* **2021**, *166*, 101848. [[CrossRef](#)]
62. Pineau-Guillou, L.; Ardhuin, F.; Bouin, M.N.; Redelsperger, J.L.; Chapron, B.; Bidlot, J.; Quilfen, Y. Strong winds in a coupled wave-atmosphere model during a north Atlantic storm event: Evaluation against observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2018**, *144*, 317–332. [[CrossRef](#)]
63. Benetazzo, A.; Barbariol, F.; Davison, S.; Sclavo, M.; Favaretto, C.; Mercogliano, P. Correction of ERA5 Wind for Regional Climate Projections of Sea Waves. *Water* **2022**, *14*, 1590. [[CrossRef](#)]
64. Campos, R.M.; Gramscianinov, C.B.; de Camargo, R.; da Silva Dias, P.L. Assessment and Calibration of ERA5 Severe Winds in the Atlantic Ocean Using Satellite Data. *Remote Sens.* **2022**, *14*, 4918. [[CrossRef](#)]
65. Hasselmann, S.; Hasselmann, K.; Allender, J.; Barnett, T. Computation and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part II: Parameterizations of the nonlinear energy transfer for application in wave models. *J. Phys. Oceanogr.* **1985**, *15*, 1378–1391. [[CrossRef](#)]
66. Goring, D.G.; Nikora, V.I. Despiking acoustic doppler velocimeter data. *J. Hydraul. Eng.* **2002**, *128*, 117–126. [[CrossRef](#)]
67. Comas-Bru, L.; Hernández, A. Reconciling North Atlantic climate modes: Revised monthly indices for the East Atlantic and the Scandinavian patterns beyond the 20th century. *Earth Syst. Sci. Data* **2018**, *10*, 2329–2344. [[CrossRef](#)]
68. Alday, M.; Ardhuin, F.; Dodet, G.; Accensi, M. Accuracy of numerical wave model results: Application to the Atlantic coasts of Europe. *Ocean Sci.* **2022**, *18*, 1665–1689. [[CrossRef](#)]
69. Reguero, B.G.; Méndez, F.J.; Losada, I.J. Variability of multivariate wave climate in Latin America and the Caribbean. *Glob. Planet. Change* **2013**, *100*, 70–84. [[CrossRef](#)]
70. Lavaud, L.; Bertin, X.; Martins, K.; Pezerat, M.; Coulombier, T.; Dausse, D. Wave dissipation and mean circulation on a shore platform under storm wave conditions. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2022**, *127*, e2021JF006466. [[CrossRef](#)]
71. Guerin, K. Dynamics of the Sandy Coastline from Thiaroye to Bargny (Bay of Goree-Senegal). Master's Thesis, University of Paris 1-Sorbonne-Panthéon, Paris, France, 2003; 198p.
72. Hemer, M.A. Historical trends in Southern Ocean storminess: Long-term variability of extreme wave heights at Cape Sorell, Tasmania. *Geophys. Res. Lett.* **2010**, *37*, L18601. [[CrossRef](#)]
73. Tracy, F.T.; Tracy, B.; Resio, D.T. *ERDC MSRC Resource*; Technical Report Fall 2006; US Army Corps of Engineers: Washington, DA, USA, 2006.
74. Bunney, C.C.; Saulter, A.; Palmer, T. *Reconstruction of Complex 2D Wave Spectra for Rapid Deployment of Nearshore Wave Models, in Marine Structures and Breakwaters*; Institute of Civil Engineers Publishing: London, UK, 2013.

Disclaimer/Publisher's Note: The statements, opinions and data contained in all publications are solely those of the individual author(s) and contributor(s) and not of MDPI and/or the editor(s). MDPI and/or the editor(s) disclaim responsibility for any injury to people or property resulting from any ideas, methods, instructions or products referred to in the content.

Synthèse du chapitre et implications pour la modélisation de la circulation à la Somone :

Les climats de vagues entre 1980 et 2021 ont été étudiés sur le littoral du Sénégal sur la base de hindcast bien résolu suivant les échelles spatiales ($0.05^\circ \times 0.05^\circ$) et temporelles (1h) simulé à partir du modèle de vagues WW3. Les résultats ont montré une meilleure prise en compte de la morphologie côtière. En plus d'apporter les informations sur le climat moyen, le climat saisonnier et le climat des conditions extrêmes, l'étude a apporté des éléments de réponses en ce qui concerne la variabilité de vagues observée sur le littoral du Sénégal de même que les tendances observées sur certains paramètres.

Au terme de cette investigation, les conditions de vagues nécessaires pour forcer le modèle hydrodynamique configuré sur notre zone d'étude sont désormais disponibles. Il devient donc possible à partir des conditions saisonnières d'évaluer l'impact de houles énergétiques sur l'asymétrie de la marée précédemment observée à l'embouchure de la lagune de la Somone. De plus, la durée sur laquelle s'étend cette simulation rétrospective (1980-2021) permet de recourir aux conditions des houles associées aux précédents événements de tempêtes majeures qui ont causé de nombreuses perturbations sur le littoral du Sénégal, parmi elles, la tempête de Février 1987 qui a coïncidé avec la fermeture de la lagune de la Somone. Il a donc été possible dans la suite de cette recherche, d'évaluer les processus physiques (vagues, courants et interaction vagues/courants) qui sont susceptibles de conduire le système lagunaire vers un comblement de son embouchure. Cette investigation va donner la caractérisation des conditions météo-marines et hydrodynamiques associées aux événements de tempêtes majeures sur le littoral du Sénégal et les mécanismes observés à son embouchure.

CHAP 6.

IMPACT DES VAGUES SUR LA MORPHODYNAMIQUE DE L'EMBOUCHURE

Dans les chapitres précédents, les simulations hydrodynamiques de la lagune de la Somone n'ont pas pris en compte le forçage par les vagues. Zone à marée micro-tidale, les différents régimes de vagues sur le littoral, notamment ceux énergétiques ; pourraient jouer un rôle important dans la dynamique de l'embouchure. La propagation des vagues localement à l'embouchure peut induire une circulation longshore, i.e, parallèlement aux côtes adjacentes ou une circulation cross-shore (perpendiculairement au rivage). Dans les deux cas, le forçage lié aux vagues aura un potentiel impact sur la dynamique sédimentaire à l'embouchure et sur les rives adjacentes. L'étude des interactions vagues/courants donne donc des conditions susceptibles de favoriser le comblement des embouchures lagunaires. Généralement, ces interactions sont observées durant le jusant à travers le blocage des vagues par les courants ou encore durant le déferlement des vagues.

Ce chapitre s'intéresse à l'impact des vagues sur l'hydrodynamique et leur(s) potentiel(s) rôle(s) sur l'évolution morphologique de l'embouchure à la lagune de la Somone. A la suite d'une brève description des différentes tempêtes majeures ayant affecté le littoral du Sénégal et conduit pour certaines au comblement de l'embouchure de la Somone (**section 6.1**), la **section 6.2** présente une description plus détaillée des conditions météo-marines associées à ces évènements majeurs. Dans la **section 6.3**, sur la base de simulations couplées vagues-courants, l'hydrodynamique associée aux évènements de tempêtes est observée à l'embouchure, notamment pour le cas de la tempête de Février 1987 ayant conduit au comblement de l'embouchure. En définitive, dans la **section 6.4**, une discussion sur l'évolution morphologique de l'embouchure est donnée suivant les différents résultats obtenus à l'issue de ce chapitre. Les résultats sont confrontés aux conclusions d'autres investigations sur le comblement de lagunes côtières (systèmes similaires).

6.1. Tempêtes majeures historiques au Sénégal et fermeture de l'embouchure

La documentation des événements de vagues extrêmes sur le littoral du Sénégal est très faible. [Sadio et al \(2019\)](#) ont estimé en général la nature et l'ampleur de quelques tempêtes survenues sur le littoral. On considère qu'un événement correspond à une tempête tropicale pour les vitesses de vent comprises entre 62 et 117 km/h (soit ~17,22 à 32,50 m/s). La hauteur significative des vagues (H_s) durant ces événements peut croître considérablement ([Sadio et al., 2019](#) ; [Almar et al., 2019](#) ; [Cissé et al, 2023](#)). Paramètre important, H_s est généralement utilisée comme indicateur de l'énergie des houles ([Thieler and Hammar-Klose, 2000b](#)). Les tempêtes majeures survenues sur le littoral du Sénégal ont été l'une des principales causes de dégradation du Littoral ([Sadio, 2017](#) ; [Sadio et al., 2019](#) ; [Ndour et al., 2018](#) ; [Almar et al., 2019](#) ; [Bergsma et al., 2020](#) ; [Sadio et al., 2022](#) ; [Sakho et al., 2022](#)). Parmi celles-ci, on peut citer :

- ❖ Les **tempêtes survenues** entre **1967** et **1969** à l'origine de la fermeture de la lagune de la Somone mais les processus physiques tout comme la durée de ces événements sont indisponibles. De même, d'autres potentiels impacts enregistrés sur le littoral à la suite de ces tempêtes n'ont pas été retrouvés dans la bibliographie.
- ❖ La **tempête de fin Février 1987** : est un événement extrême majeur qui, accompagné de fortes houles de Nord-Ouest, a sévèrement perturbé le littoral du Delta du Saloum en favorisant la formation d'une brèche au niveau de la flèche de Sangomar ([Diaw et al., 1988](#), [Diaw., 1989](#) ; [Diaw et al., 1990](#) ; [Diop et al., 1993](#) ; [Diaw, 1997](#) ; [Thomas et Diaw, 1997](#) ; [Sadio et al., 2019](#) ; [Sakho et al., 2022](#)) sur la Petite Côte sénégalaise. Cet événement est caractérisé par : une tempête provoquée suite à une dépression barométrique de 970 hectopascals au large ([Sadio et al., 2019](#)) ; des houles de forte amplitude (entre 2,5-3,5 m) ; des marées de vives eaux atteignant 1,71 m à Dakar et 1,95 m à Banjul ; des vents de force 7 (coup de vent dans l'intervalle ~13,88 m/s à ~17 m/s). Cet événement de 1987 a occasionné le comblement de l'embouchure de la Somone.
- ❖ L'**ouragan Cindy** du **18-19 Août 1999** : Cindy a sévèrement affecté la Petite Côte sénégalaise ([Niang, 2009](#)) et constitue l'un des événements les plus dévastateurs en termes de pertes en vies humaines ([Niang, 2009](#) ; [Sadio et al. 2019](#)). Bien qu'il y ait eu d'importants incidents côtiers à la suite de cet événement majeur sur le littoral, aucune information ne mentionne le comblement de l'embouchure de la Somone.

❖ **L'ouragan Fred**, entre le **30 Août 2015 et le 1^{er} Septembre 2015** sur la Petite Côte. **Fred** est le sixième système tropical, le second à atteindre brièvement le niveau d'ouragan de la saison cyclonique de 2015 dans l'océan Atlantique. Le passage de Fred aussi, n'aurait probablement pas occasionné le comblement de l'embouchure de la lagune. D'autres évènements retracés et soulignant de probables tempêtes ou plutôt des houles exceptionnelles dans la bibliographie sont mentionnés pour les **années 2000 ; 2006 ; 2009 ; 2010 ; 2013** (Thiam, 2015).

Pour cette série d'évènements, une attention particulière est portée dans la suite de ces travaux sur la **tempête de 1987**, car au-delà d'être la plus récente ayant occasionné la fermeture de la lagune de la Somone, celle-ci est mieux documentée. Ainsi, connaître les conditions atmosphériques et hydrodynamiques à la suite de cet évènement pourrait apporter des éléments de réponse sur les conditions marines et un ensemble de caractéristiques de forçages favorables au comblement de la lagune. Afin d'évaluer l'ampleur de chaque évènement par comparaison, les conditions survenues au cours de la **tempête de 1987** sont confrontées aux caractéristiques observées lors des ouragans **Cindy (1999)** et **Fred (2015)**.

6.2. Conditions météo-océaniques associées aux épisodes de fermeture de l'embouchure

Les conditions atmosphériques et océaniques survenues lors des évènements de tempêtes ont été étudiées notamment celle de Février 1987 et ceux durant les mois d'Août de 1999 (pour Cindy) et de 2015 (pour Fred).

6.2.1. Vents et pressions atmosphériques

Afin de caractériser les conditions atmosphériques associées aux évènements extrêmes qui ont affecté le littoral, les données de vent et de pression atmosphérique issues du modèle global de réanalyses ERA 5 (Hersbach et al., 2020) ont été utilisées. Les conditions spatiales ont été observées pour chaque évènement majeur notamment aux instants où le littoral était frappé par des houles les plus énergétiques.

Au cours de la tempête de Février 1987, les vents étaient particulièrement très élevés dans l'Atlantique Nord et atteignaient des vitesses > 25 m/s dirigées vers l'Afrique entre les latitudes 35° - 40° N (Figure 6.1). Ces forts vents étaient liés au développement d'une large dépression qui s'étendait entre 60° et 10° W et entre 30° et 55° N en latitudes, avec une pression minimale de 940 hPa au centre, située à l'Ouest du bassin Atlantique (50° - 40° W et 40° N) (Figure 6.1). Cette dépression extratropicale s'est créée à l'Ouest de l'Océan Atlantique

à des latitudes plutôt basses (40°N aux larges de côtes américaines) vers le 23/02/1987 et a ensuite migré vers le Nord-Est. Cette région, plus précisément entre les latitudes 40°N et 60°N, correspond à la zone de génération des houles de Nord-Ouest (les principales qui balaient avec plus d'énergie la côte sénégalaise en Février). Le développement d'un fetch de plusieurs milliers de km dirigé vers l'Afrique de l'Ouest a favorisé les conditions les plus énergétiques des houles entre les 27 et 28 Février 1987. La longue durée de vie associée à cette dépression d'environ 1 semaine a favorisé un régime particulièrement énergétique des houles de Nord-Ouest sur le Littoral du Sénégal avec un pic d'énergie de houles le 27 et 28 Février 1987.

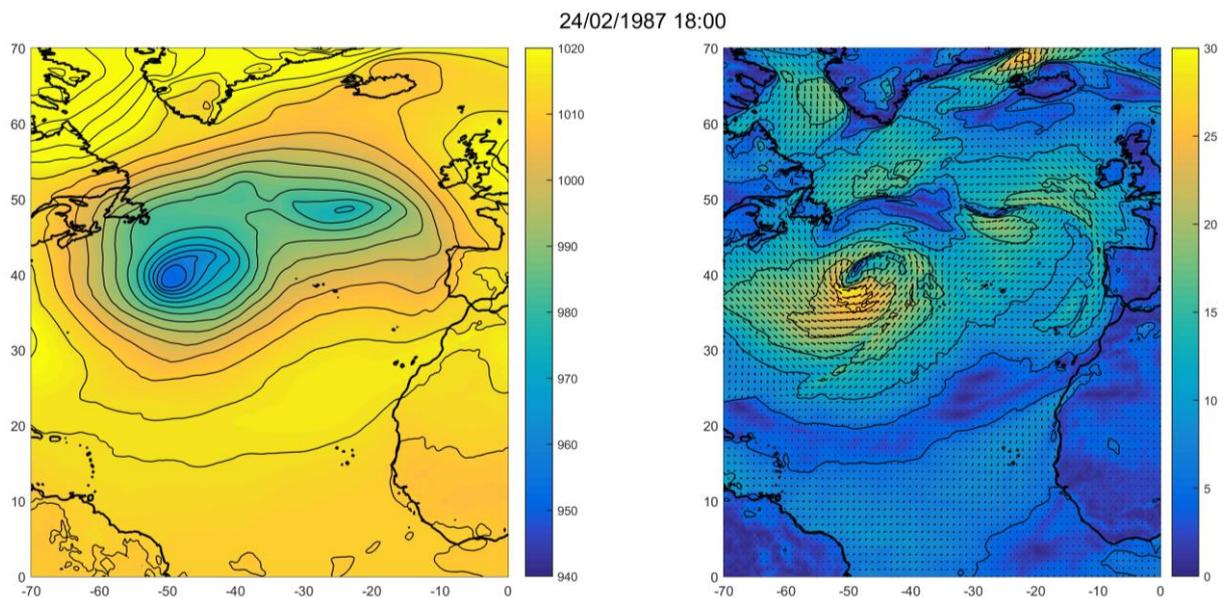


Figure 6.1. Conditions de pression atmosphérique (gauche) et caractéristiques des vents (droite) au cours de la tempête de fin Février 1987 dans l'Atlantique Nord (longitudes 70°W à 0°W et latitudes 0°N à 70°N).

Ayant eu lieu dans la bande tropicale, l'Ouragan Cindy (19 Août 1999) était caractérisée par une zone de faible pression de dimension bien plus réduite par rapport à la tempête de 1987 (200 km seulement), mais celle-ci a été bien plus proche du littoral du Sénégal par rapport aux autres tempêtes observées. Avec une pression atmosphérique de ~990 hPa à son centre au large de la Petite Côte (Figure 6.2), Cyndi s'est accompagné de forts vents dans toute cette zone. Ces vents étaient de direction Ouest au large avec 17 m/s (~4 fois supérieurs aux conditions moyennes), et de direction Sud-Ouest au niveau de la Petite Côte (Figure 6.2). L'observation de Cindy sur la durée a montré que l'Ouragan est resté très proche du littoral du Sénégal (2 à 3 jours/ 19-20 Août 1999) et a ensuite migré à l'Ouest de l'Océan Atlantique tropical.

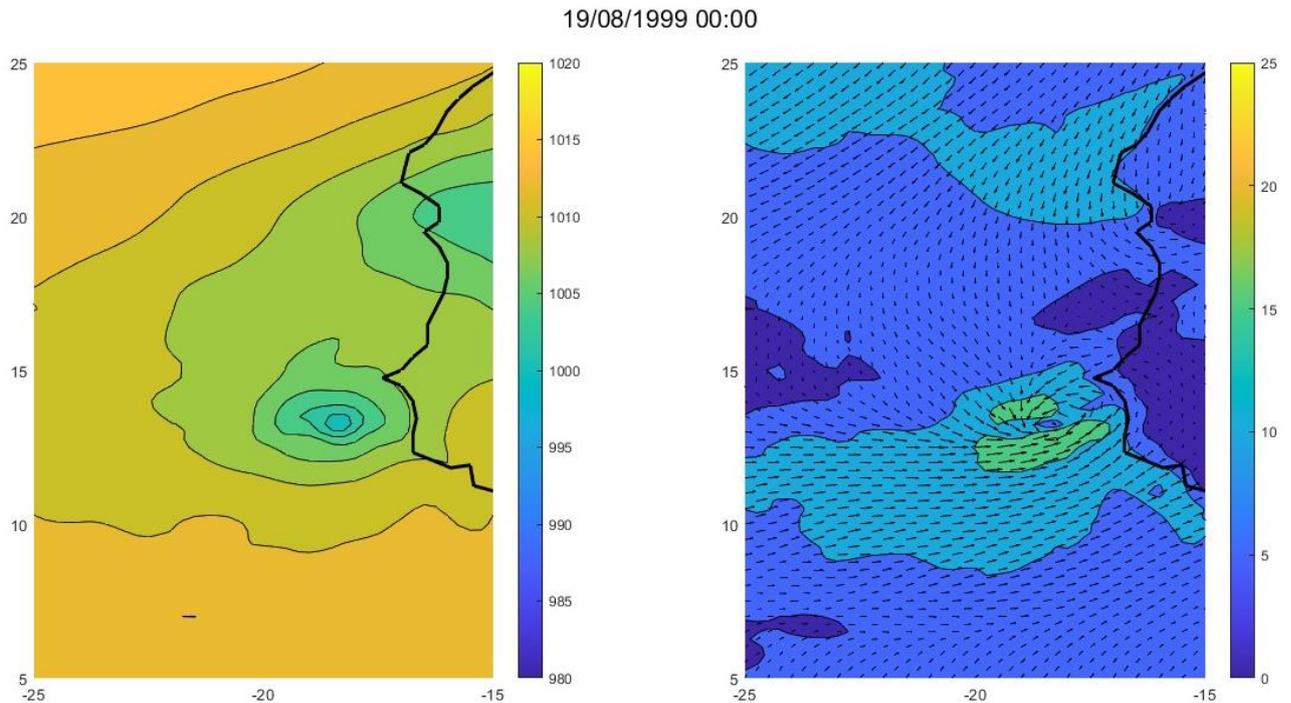


Figure 6.2. Conditions de pression atmosphérique (gauche) et caractéristiques des vents (droite) au cours de l'Ouragan Cindy du 19 Août 1999 dans l'Atlantique.

L'ouragan Fred (30 Août 2015) correspond lui aussi aux premières étapes de développement d'une tempête tropicale entre le Sénégal et le Cap Vert. Cette dépression au large de Dakar sur le littoral du Sénégal a été associée à une basse pression atmosphérique avoisinant les 990 hPa (Figure 6.2). Celle-ci est à l'origine des forts vents avec ~ 22 m/s observés au large de la côte du Sénégal dans la zone de la dépression. Les vents associés à cette dépression au niveau de la côte du Sénégal sont Sud-Ouest, avec ~ 20 m/s dans la zone côtière sénégalaise (5 fois supérieures aux conditions moyennes). Comme Cindy, Fred a été caractérisé par un passage rapide (~ 2 jours).

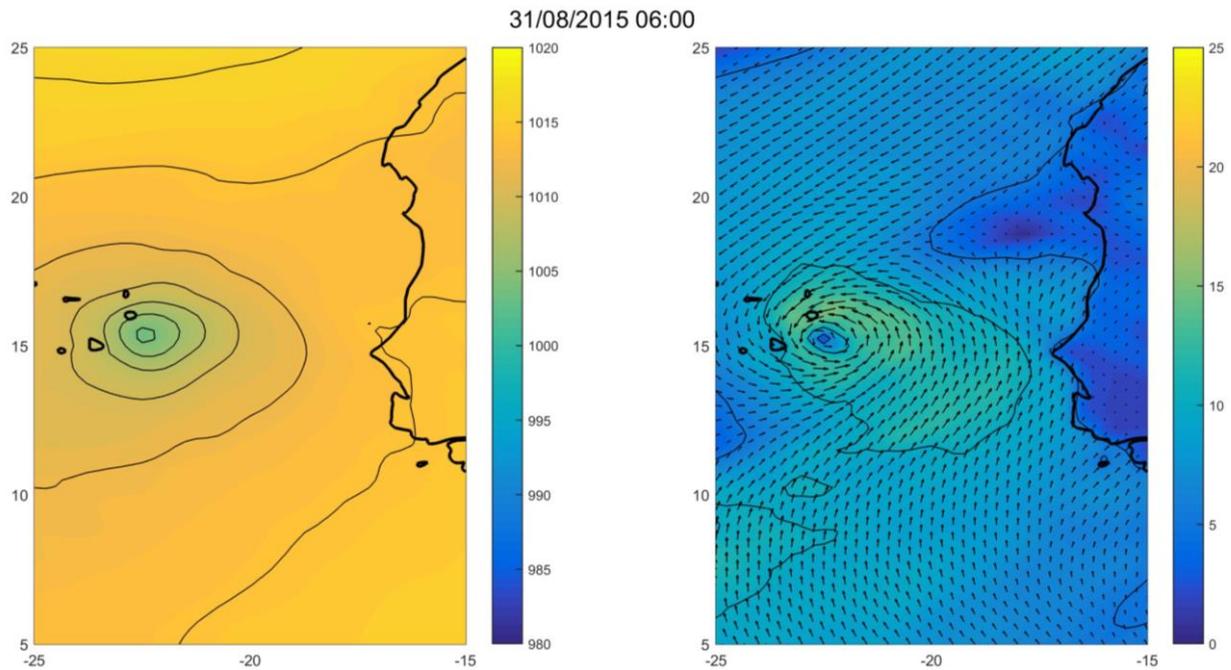


Figure 6.3. Conditions de pression atmosphérique (gauche) et caractéristiques des vents (droite) au cours de l'Ouragan Fred le 31 Août 2015 dans l'Atlantique Nord.

6.2.2. Paramètres de vagues

Une caractérisation spatiale des paramètres des vagues (hauteur significative H_s , direction DIR et période pic T_p) a été effectuée afin de comparer les conditions associées à ces événements extrêmes au large de la Somone. Cette caractérisation utilise le hindcast de vagues (1980-2021) à haute résolution sur la zone d'étude présenté au chapitre précédent (Samou et al., 2023a). Les périodes d'observations de chaque tempête présentée dans les cartes de distributions spatiales (Figure 6.4) correspondent au moment du pic d'énergie en se basant sur les maximums de H_s atteints dans chacun des cas. Ces périodes correspondent respectivement : au 28 Février 1987 à 09h pour la tempête de 1987 ; au 19 Août 1999 à 12h pour l'ouragan Cindy et au 30 Août 2015 à 21h pour l'ouragan Fred. Une station de référence (Figure 6.4, point rouge) au Sud-Est de la presqu'île de Dakar, à la coordonnée, $17,25^\circ$ W et $14,50^\circ$ N, a été choisie au large de la lagune de la Somone à environ 17 km de l'embouchure pour observer les conditions des vagues qui vont parvenir au rivage. Les cartes de distribution spatiales de H_s montrent qu'au cours de ces tempêtes (Figure 6.4), Cindy (1999) a été l'évènement le plus énergétique avec des H_s de plus de 3,5 m au large de la Somone et localement dans la zone de l'embouche des H_s de 2 m. Cindy a été caractérisée par des houles de Sud-Ouest, avec $\sim 230^\circ$ à l'embouchure de la Somone et une période de pic de 9s. Fred est le second en termes de pic d'énergie dans la zone d'étude avec des H_s de 3 m au large et

localement des Hs de 1,5 m à l'embouchure. Les houles de Sud-Ouest durant l'évènement Fred avaient une direction de $\sim 200^\circ$ à l'embouchure de la Somone et une période de pic de vague égale aussi à 9s comme Cindy. La tempête de Février 1987 est la moins énergétique parmi les 3 observées, bien qu'elle soit celle à l'origine du comblement de la lagune de la Somone. Elle a été caractérisée par des Hs de 2,5 m au large de la Somone et localement des Hs d'environ $\sim 1,3$ m à l'embouchure. Les houles de Nord-Ouest (300°) de la tempête 1987, après rotation au niveau de la presqu'île de Dakar avaient une direction Ouest, avec 270° localement à la l'embouchure et une période de pic de vagues de 17 s.

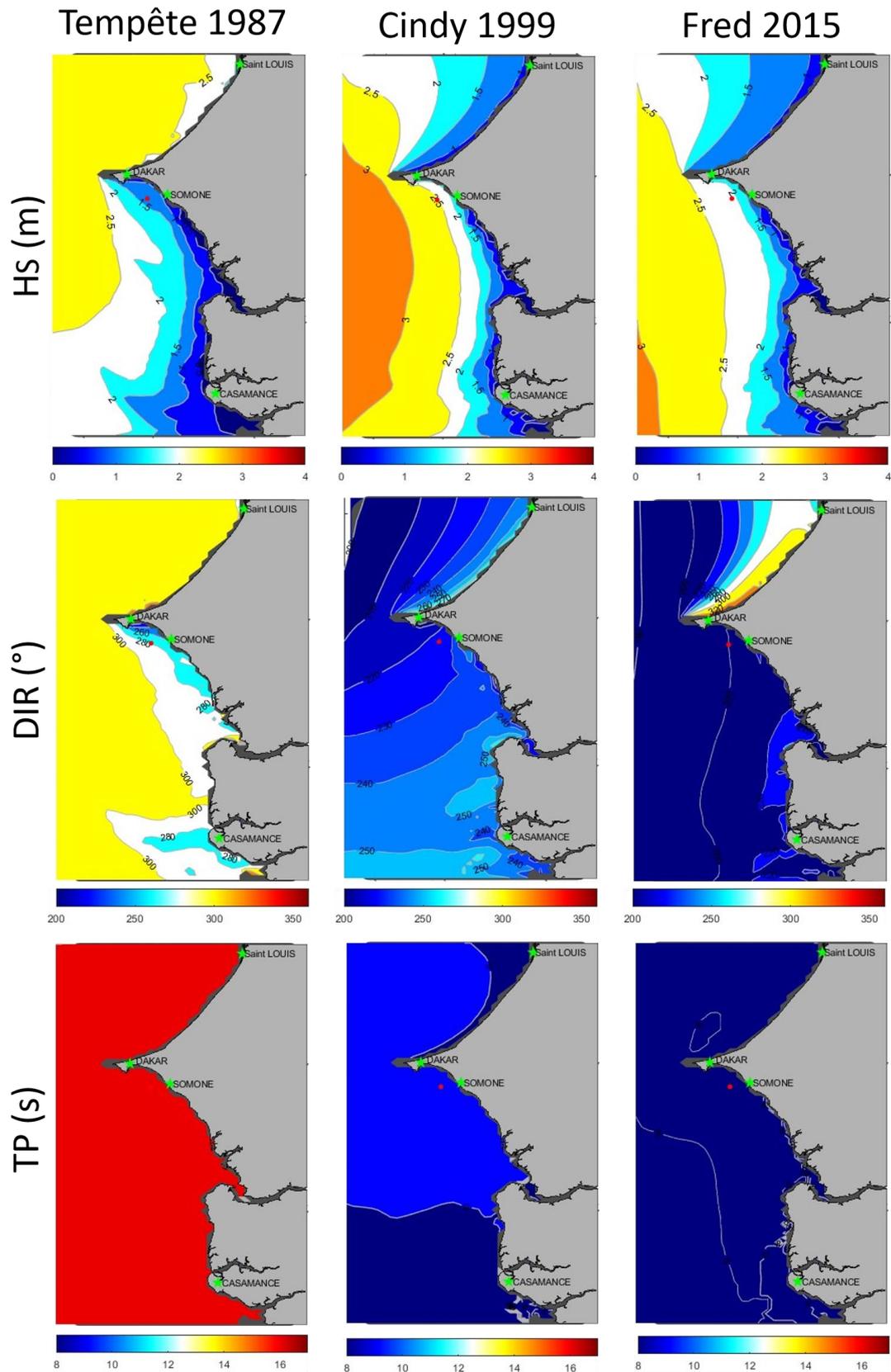


Figure 6.4. Conditions de vagues, hauteurs significatives (H_s (m)), directions (DIR (°)) et périodes de pics (Tp (s)) caractérisant les événements de tempêtes de Février 1987, l'ouragan Cindy (1999) et l'ouragan Fred (2015), (le point en rouge à la coordonnée 17,25 W-14,50 N indique la station de référence à ~17 km au large de la Somone).

Cette caractérisation spatiale réalisée pour les conditions extrêmes des vagues (Figure 6.4), permet de relever que le comblement (ex. Février 1987) de l'embouchure de la lagune de la Somone ne dépend pas forcément des plus hautes énergies des houles (ex. Cindy), mais qu'il est nécessaire d'observer d'autres paramètres de la circulation comme le niveau moyen durant chacun de ces événements. Ainsi une analyse des séries temporelles est effectuée au large de l'embouchure sur la station de référence (14,50 °N-17,25 °W). En plus des caractéristiques de vagues sur chacune des 03 années correspondant à ces tempêtes, les niveaux moyens durant ces événements ont été étudiés (Figures 6.5, 6.6 et 6.7). Le calcul du niveau moyen a été effectué à partir des observations de marée au port de Dakar.

La tempête de Février 1987 est survenue au cours d'une période où la mer avoisinait son plus faible niveau moyen, avec des Hs (~1.4 m), correspondant au double des conditions moyennes (0.66 m) de l'année 1987 (Figure 6.5). Une observation de Hs durant la même année montre pour le mois de Septembre 1987, des Hs de même amplitude que le maximum obtenu lors de la tempête de Février 1987. Septembre correspond à une période de niveau moyen élevé sur le littoral du Sénégal et la différence observée est d'environ 0,130 m de plus par rapport au niveau moyen de Février.

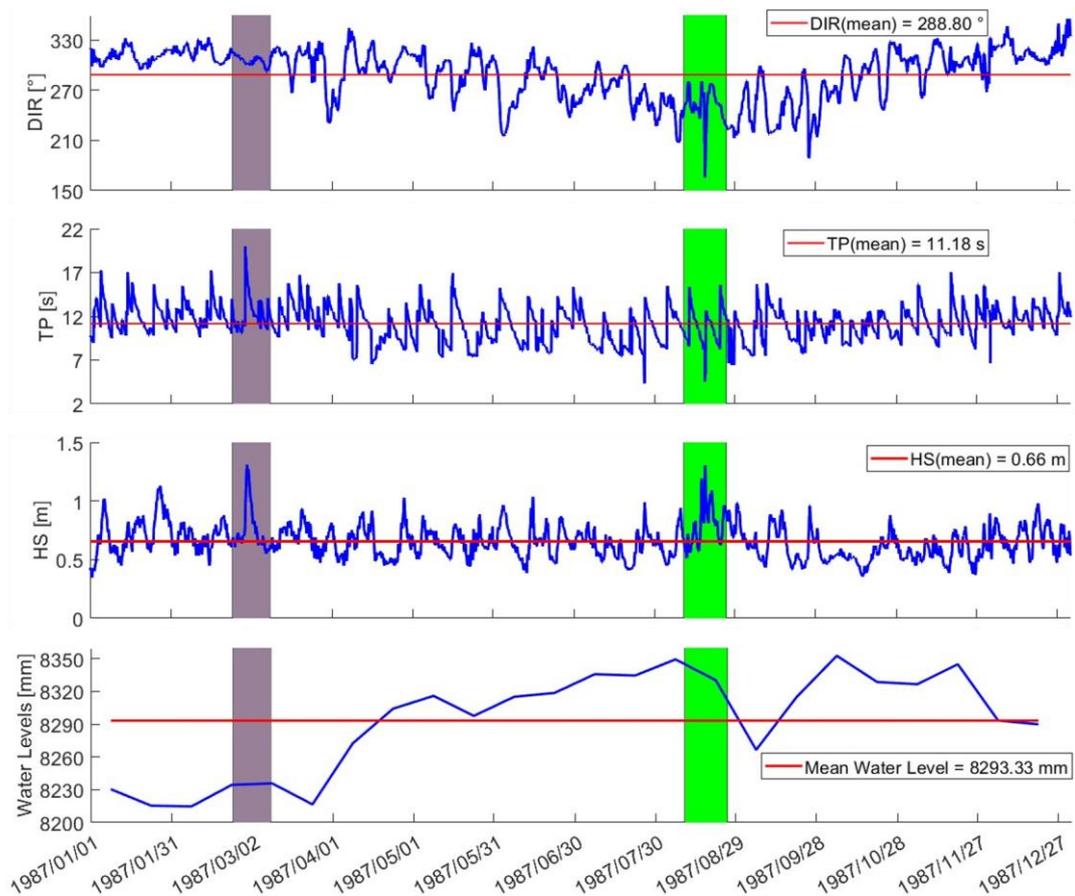


Figure 6.5. Séries temporelles de conditions de vagues, hauteurs significatives (Hs (m)), directions (DIR (°)) et périodes de pics (Tp (s)) extraites à la station de référence, et le niveau moyen de la mer au cours de l'année

1987. Le patch en gris correspond à la période de passage de la tempête de Février et le patch en vert correspond à une période (en Août) aux conditions similaires à celles de la tempête.

Caractérisée par des houles relativement courtes ($T_p \sim 9s$) provenant du Sud-Ouest de l'Océan Atlantique ($DIR \sim 230^\circ$), Cindy a été associée à des H_s (2,5 m) environ 4 fois supérieures à la H_s moyenne (0.67 m) observée durant l'année 1999 (Figure 6.6). Cindy coïncide avec la période de niveau moyen élevé dont la différence avec le minimum de la MSL durant l'année correspond à $\sim 0,25$ m (Figure 6.6).

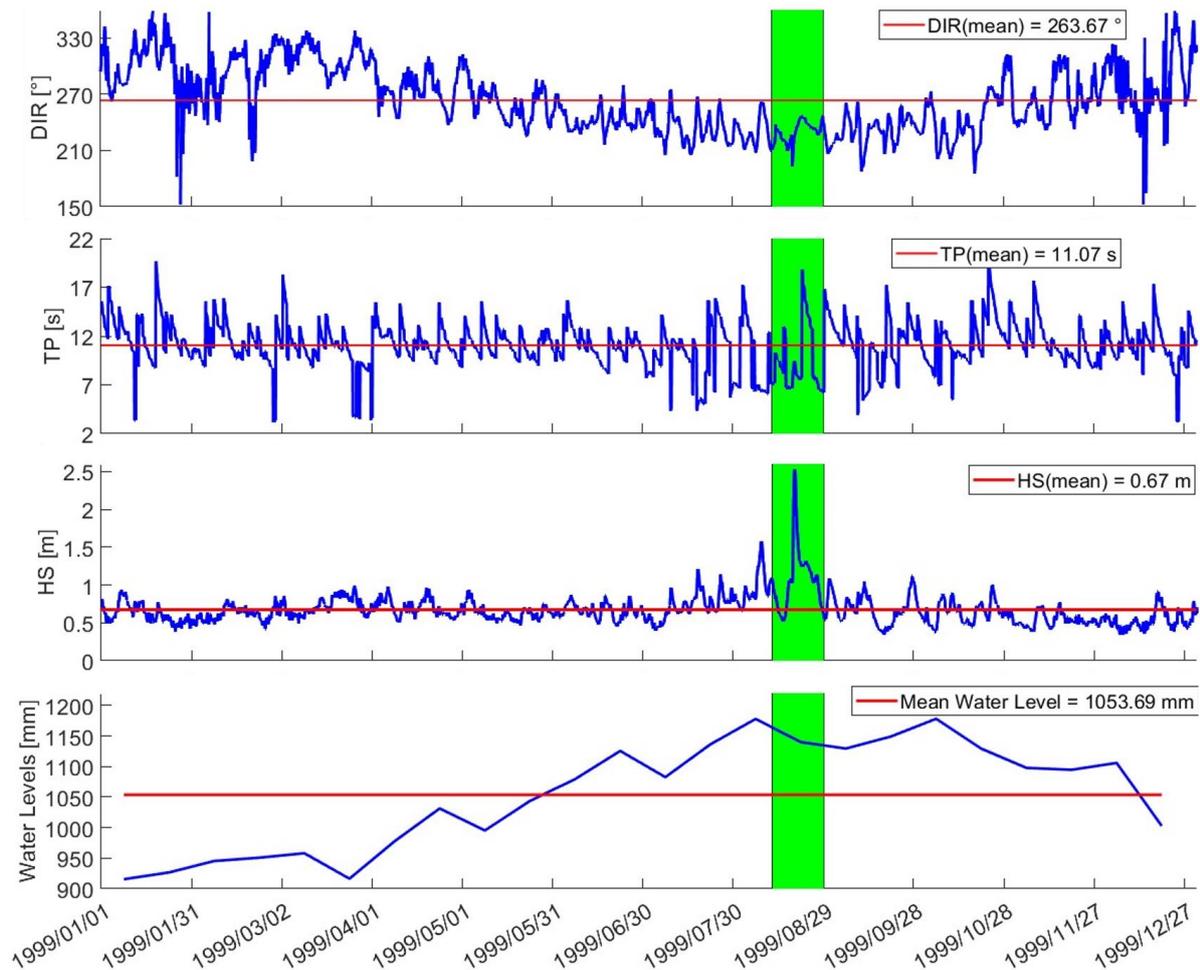


Figure 6.6. Séries temporelles de conditions de vagues, hauteurs significatives (H_s (m)), directions (DIR ($^\circ$)) et périodes de pics (T_p (s)) extraites à la station de référence, et le niveau moyen de la mer au cours de l'année 1999. Le patch en vert correspond à la période du passage de Cindy.

L'évènement Fred a aussi été associé à des houles de Sud-Ouest (DIR , $\sim 230^\circ$) relativement courtes (T_p , $\sim 9s$) (Figure 6.7). La H_s maximale (2,20 m) durant Fred correspond à environ 3,3 fois la moyenne observée au cours de l'année 2015. Fred est aussi survenu durant une période avec un niveau moyen de plus de $\sim 0,25$ m (Figure 6.7) (comme précédemment observé avec la différence de MSL durant Cindy).

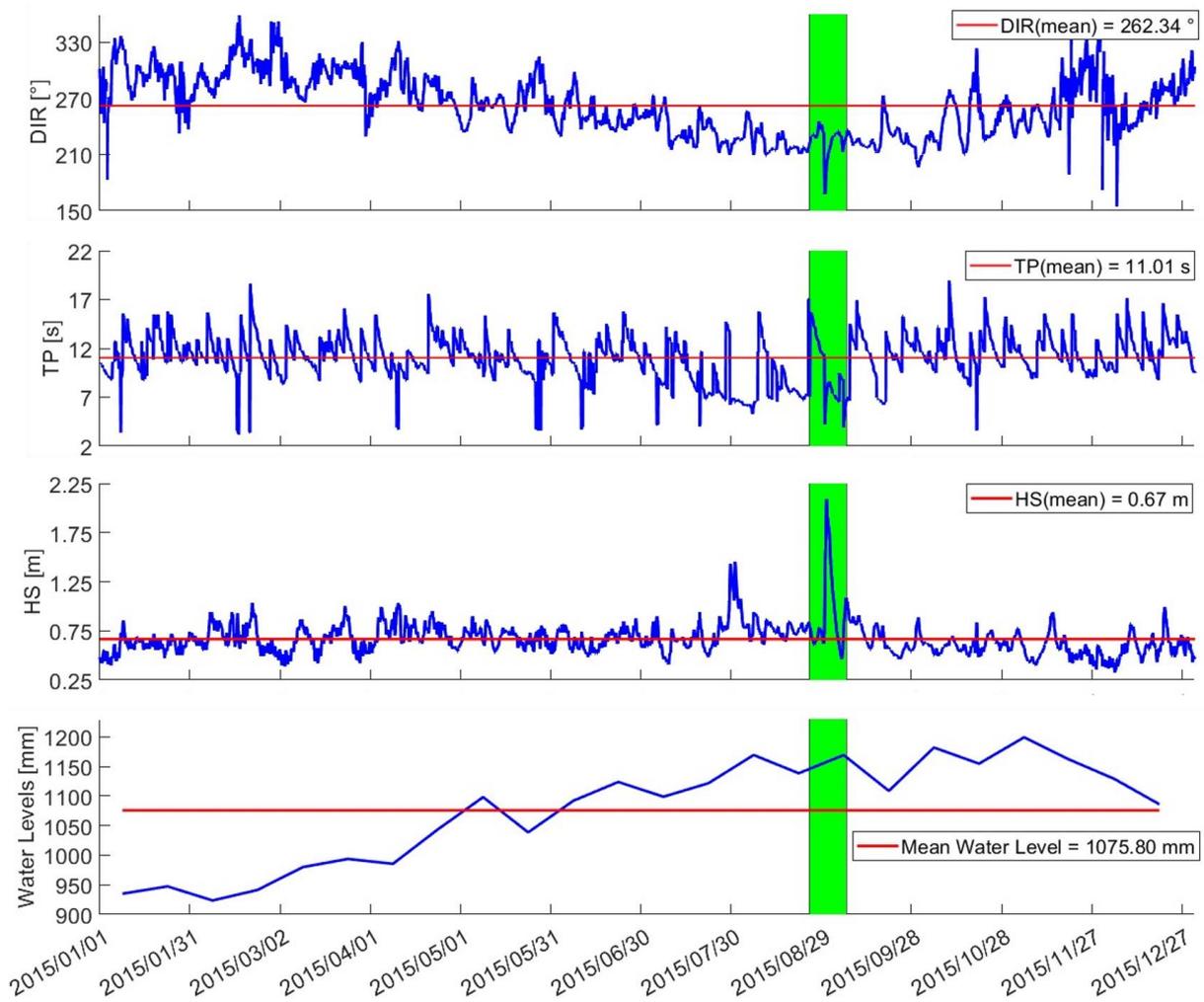


Figure 6.7. Séries temporelles de conditions de vagues, hauteurs significatives (H_s (m)), directions (DIR ($^\circ$)) et périodes de pics (T_p (s)) extraites à la station de référence, et le niveau moyen de la mer au cours de l'année 2015. Le patch en vert correspond à la période du passage de Fred.

L'analyse des conditions extrêmes survenues sur le littoral montre que le comblement de l'embouchure observé exclusivement durant l'année 1987 pourrait dépendre de plusieurs facteurs. Parmi ceux-ci, on peut identifier :

(1) les conditions de vagues et la durée sur laquelle s'étend l'évènement extrême. La tempête de février 1987 a montré des hauteurs significatives relativement élevées (2 fois la moyenne) sur une longue durée de 5 jours (27-28 Février et du 1^{er}-3 Mars 1987) contrairement aux autres tempêtes beaucoup plus énergétiques (3 à 4 fois la moyenne) mais sur une plus courte durée à l'instar de la durée de 2 jours de Cindy (19-20 Août 1999) et de 2 jours de Fred (30-31 Août 2015). De plus, la houle associée à la tempête de 1987 était très longue, ce qui est propice au développement de larges ondes infra-gravitaires (Bertin et al., 2020), à l'inverse des cyclones tropicaux Cindy et Fred. Enfin, il est notoire que les vents ERA5 présentent de forts biais négatifs pour les vents très forts (Alday et al., 2020) et la

correction proposée par [Alday et al. \(2020\)](#) ne résout que partiellement le problème pour les vents les plus forts (i.e. > 25 m/s) : il est donc possible que la hauteur des vagues soit sous-estimée dans notre hindcast pour cet évènement très singulier.

(2) la morphologie de l'embouchure de la lagune durant chaque évènement de tempête et la caractérisation de ses principales unités internes. Compte tenu de l'évolution très rapide de l'embouchure de la lagune de la Somone, il est évident que chaque évènement de tempête a eu lieu avec une forme différente de l'embouchure et probablement du système dans son ensemble. L'orientation de l'embouchure au cours de chaque évènement extrême est tout aussi importante étant donnée la variation des directions des houles incidentes d'un évènement extrême à l'autre (houles de Nord-Ouest et houles de Sud-Ouest). En ce qui concerne les unités du système, il semble aussi possible que d'une tempête à une autre la lagune de la Somone ait connu des régimes hydrauliques très différents du fait de distributions très différentes de la végétation de mangrove présente dans la lagune ([Sakho, 2011](#) ; [Sakho et al., 2011](#)). S'il a été possible d'avoir accès aux conditions de forçages hydrodynamiques (vagues, marée) au cours des évènements extrêmes étudiés, obtenir des données de morphologie (topographie, bathymétrie) de la lagune est très difficile. Par exemple, la très faible résolution des images Landsat 1&2 (~60 m) ne permet pas de caractériser spatialement les unités morphologiques, et quand bien même cela aurait pu être possible, il n'existe pas de topographie/bathymétrie de 1987.

(3) La dynamique sédimentaire à l'embouchure de la Somone : l'évolution sédimentaire est très rapide à l'embouchure et est saisonnière ([Sakho, 2011](#)). Elle suit le cycle suivant : **(a)** la période de Mai à Septembre (en saison des pluies) est dominée par les vents et houles de Sud-Ouest et caractérisée globalement par une érosion de la flèche sableuse. On note aussi que cette période correspond à un transport sédimentaire Sud-Nord forcé par la dérive côtière. Les effets très érosifs des vagues et houles Sud-Ouest ont déjà été relayés par de précédentes recherches sur la Petite Côte ([Niang, 1995](#), [Ndour et al., 2018](#), [Almar et al., 2019](#)). **(b)** une période de septembre à février, dominée par les vents et les houles du Nord-Ouest (saison sèche) présentant, contrairement à la précédente, l'accrétion de la flèche littorale. Le transport sédimentaire est à cette période assuré par la dérive littorale Nord-Sud. Sur la Somone, les périodes de marée de vives-eaux à coefficient de marée maximal sont observées pendant la saison des pluies et durant cette période la flèche est en érosion ([Sakho, 2011](#)).

A partir de ces différentes observations, les conditions les plus favorables de comblement pourraient peut-être surgir plus facilement pour des évènements extrêmes

caractérisés par des houles de Nord-Ouest durant la phase d'accrétion de la flèche au vu de l'importance en quantité de sédiments déjà mobilisée à l'embouchure. Les conditions de la tempête de 1987 satisfont plutôt bien cet ensemble d'hypothèses. Par contre, les ouragans Cindy et Fred d'Août sont survenus sur la période érosive de la flèche et l'embouchure était probablement bien dégagée, mais la différence principale observée est que durant ces deux événements majeurs, la densité de la forêt de mangrove présente dans la lagune est bien plus forte par rapport à celle de l'année 1987.

6.3. Etudes précédentes sur les interactions vagues-courants dans les lagunes côtières et en estuaires.

Les interactions vagues-courants ont toujours suscité un grand intérêt pour de nombreuses recherches au vu de la complexité qu'elles apportent à l'hydrodynamique, et par extension, à la morphodynamique des embouchures dans différents systèmes côtiers (lagunes, estuaires, etc.). Ces interactions sont particulièrement observées au niveau des embouchures où l'hydrodynamique sous énergies mixtes est sous dominance de la marée ou des vagues (Bertin et al., 2009a ; Olabarrieta et al., 2011 ; Thuy, 2013 ; Dodet, 2013 ; Lavaud, 2022). Sur la base de modélisation hydrodynamique, plusieurs études ont analysé les principaux mécanismes associés aux interactions vagues-courants qui impactent la circulation moyenne et donc la morphodynamique des embouchures. Parmi les mécanismes soulignés dans ces travaux, nous pouvons distinguer : **(1)** le développement d'un setup lié à la dissipation des vagues qui peut se propager à l'intérieur des systèmes (lagunes et estuaires) au-delà de l'embouchure (Bertin et al., 2009a ; Olabarrieta et al., 2011 ; Dodet et al., 2013 ; Dodet, 2013 ; Bertin et al., 2015 ; Bertin et al., 2019 ; Lavaud et al., 2020 ; Lavaud, 2022) ; **(2)** le processus de blocage des vagues lorsqu'un front d'onde rencontre un fort courant en face (Lai et al., 1989 ; Chawla, 2002 ; Suastika, 2012 ; Arduin et al. (2012) ; Dodet et al., 2013 ; Bertin et al., 2015). **(3)** un « effet bulldozer » causé par la composante vers la côte des forces des vagues, seulement partiellement compensée par le gradient de pression barotrope lié au setup (Bertin et al., 2009a, Olabarrieta et al., 2011, Dodet, 2013) ; **(4)** la modification des courants de dérive littorale du fait de la réfraction des vagues autour du delta de jusant ; et finalement **(5)** une modification des propriétés de l'écoulement en fonction du niveau moyen de la mer, qui impacte la symétrie de la marée (Bertin et al., 2009a, Dodet et al., 2013 ; Bertin et al., 2015 ; Bertin et al., 2019).

6.4 Hydrodynamique associée aux évènements extrêmes : cas de la tempête de Février 1987.

Dans le but de comprendre l'hydrodynamique associée à un épisode de comblement de la lagune de la Somone, une configuration couplée vagues-courants du système de modélisation SCHISM-WWM a été implémentée, puis validée sur la zone d'étude. Cette configuration par la suite a été utilisée pour mener une investigation sur les conditions hydrodynamiques associées à la tempête de 1987 et voir dans quelle mesure elles auraient pu contribuer à la fermeture de l'embouchure.

6.4.1. Elaboration d'une configuration couplée vagues-marée pour la lagune

6.4.1.1. Couplage des vagues au modèle de circulation (implémentation)

Préalablement configuré sans la prise en compte du forçage par les vagues à l'embouchure de la Somone, la comparaison entre les mesures de hauteur d'eau et les résultats du modèle à l'intérieur du système laissait entrevoir un possible développement de setup des vagues à l'intérieur de la lagune (Chapitre 4, section 4.2.4.1.3). Dans cette partie, le forçage de vagues sur la circulation moyenne a été pris en compte dans le modèle. Ainsi, la plateforme de modélisation portée par SCHISM inclut, le module de circulation hydrodynamique (en 3D barotrope) couplé en mode implicite au module de vague WWM (en 2D), dont la paramétrisation adoptée est présentée ci-dessous. Le module de vague WWM utilise la même grille (triangulaire, non-structurée) de calcul que le module de circulation hydrodynamique. Celle-ci assurait une assez bonne résolution spatiale à l'embouchure (~8 m) et le rivage adjacent (~10 m) caractérisé par des plages sablo-rocheuses. Le pas de temps de 10 secondes utilisé pour les simulations forcées uniquement par l'effet de la marée a été conservé. Par contre, les vagues sont calculées toutes les 6 min, ce choix permet un bon de temps de calcul tout en évitant les variations brusques du niveau d'eau et des courants lors de la mise à jour de l'hydrodynamique. Les conditions aux limites pour le forçage par les vagues correspondent à des séries temporelles de spectres qui proviennent de la simulation rétrospective des vagues à l'aide du modèle WWIII présenté dans le chapitre 5 (Samou et al., 2023a). A l'intérieur du domaine, le modèle de vagues a également été forcé par les champs de vent ERA-5 toutes les 3 heures (Hersbach et al., 2020). La grille spectrale du modèle de vagues WWM maintient la paramétrisation du modèle régional (WW3), qui a utilisé 24 directions régulières espacées (de 15°) et 24 fréquences logarithmiquement espacées dans l'intervalle [0.04-0.6 Hz]. Le terme source pour le forçage des vents utilise une correction pour les forts vents d'Era-5 (Alday et

al., 2021) et la dissipation par *whitecapping* utilise la paramétrisation ST4 (Ardhuin et al., 2010). De même, il a été pris en compte l'Approximation aux Interactions Discrètes (Discrete Interaction Approximation DIA, Hasselman et al., 1985) pour la représentation des interactions non linéaires entre 4 vagues. Pour la prise en compte de la rugosité du fond, le coefficient de Madsen a été fixé 0,06 m ce qui correspond à un fond sableux. Pour le déferlement induit par la profondeur, le modèle de Battjes et Janssen (1978) a été utilisé avec un indice de déferlement ajusté à $\gamma = 0,6$.

6.4.1.2 Validation de l'hydrodynamique à l'embouchure de la lagune

Après une validation des conditions de vagues observées en Octobre 2020 (campagne 3), à la station PT1 en mer, l'effet des vagues a ensuite été évalué à travers la comparaison des 2 configurations sur la zone d'étude. La première est la « *configuration 1* » à la base (modèle forcé par la marée et l'atmosphère) et la seconde est la « *configuration 2* », qui prend en plus en compte l'effet des vagues sur la circulation moyenne.

❖ Vagues à l'embouchure et amélioration de la représentation de la circulation

Réalisée sous des conditions faiblement énergétiques, la campagne 03 est la seule période pour laquelle les conditions de vagues ont été mesurées à proximité de l'embouchure. La Figure 6.8 montre une assez bonne représentation des vagues à partir du module WWM, avec une erreur quadratique (RMSE) sur la hauteur significative de 0,06 m (Figure 6.8, milieu), ce qui correspond à une erreur normalisée de 18% avec un biais à 0.036 m. En ce qui concerne la période moyenne, l'erreur quadratique moyenne est de 1,2 s, avec 20% en erreur normalisée et 1.1 s en termes de biais. En ce qui concerne les niveaux moyens, le modèle présente une RMSD de 0.056 m, ce qui correspond à 5% une fois normalisée par le marnage, soit des valeurs très sensiblement améliorées par rapport au modèle sans les vagues (voir chapitre 4, section 4.2.4). Ces résultats montrent qu'au niveau de la station en mer (PT1), la prise en compte du forçage des vagues permet une légère amélioration de la représentation de la circulation moyenne.

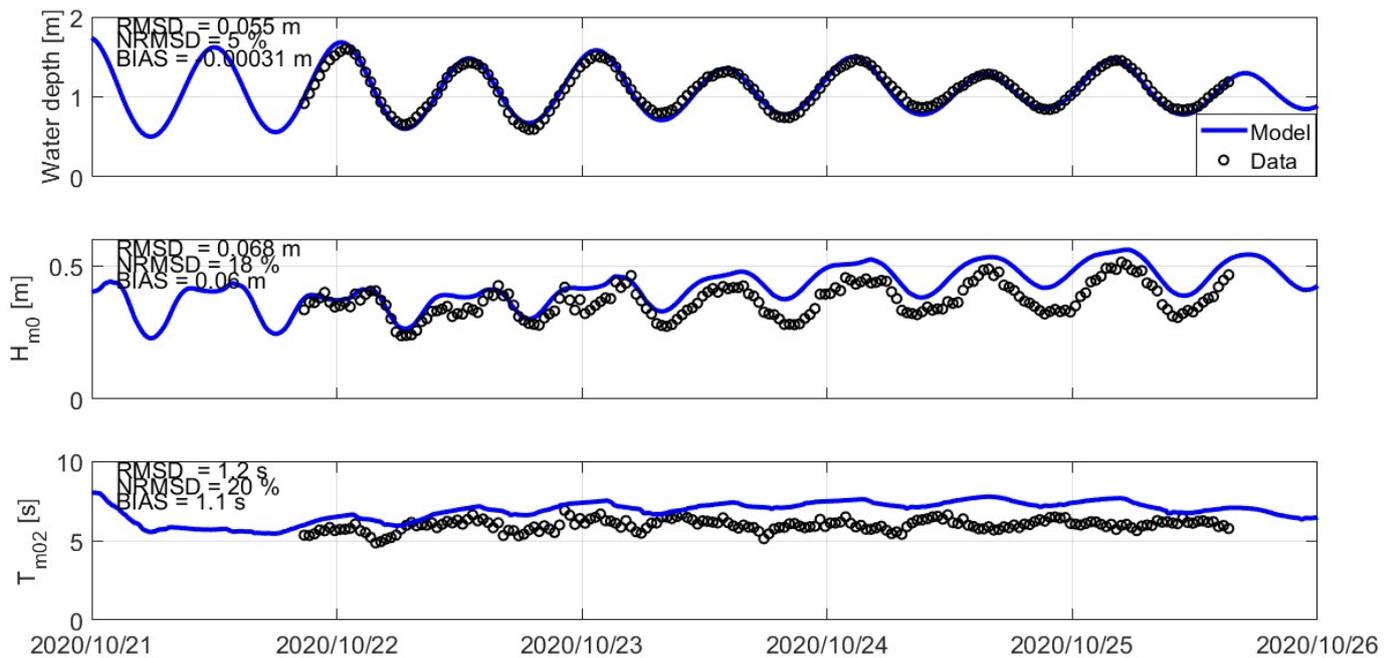


Figure 6.8. Validation du niveau d'eau (en haut) et des paramètres de vagues H_{m0} (milieu), T_{m02} (bas), sur la base des sorties du modèle WWM durant la campagne de fin Octobre 2020 (Campagne 3).

6.4.2 Conditions hydrodynamiques associées à le Tempête de 1987

Afin d'étudier l'ensemble des processus physiques dominants à l'origine du comblement de l'embouchure, une approximation suivant la « *morphologie* » est effectuée. Dans l'impossibilité d'obtenir la morphologie de la lagune de la Somone en 1987, la morphologie récente de la lagune (situation en Octobre 2020) a donc été empruntée pour évaluer comment est-ce que l'hydrodynamique est forcée par les conditions des vagues et de marée associées à la tempête de 1987.

6.4.2.1 Développement d'un setup de vague et implication sur l'asymétrie

Parmi les différents processus liés aux interactions entre les vagues et les courants, il y a le développement d'un setup en réponse à la dissipation des vagues. Une estimation du setup de vagues produit à l'embouchure de la Somone durant la tempête de Février 1987 est donnée à partir de la comparaison entre deux configurations du modèle (Figure 6.9). Ce setup de manière globale à l'embouchure est principalement observé en marée basse. Les forces liées à la dissipation des vagues à l'embouchure induisent un setup de 0.2 m au PT1 à marée basse mais un setup quasi nul en marée haute car la station PT1 se trouve proche du point de déferlement des vagues, où le setup est censé être nul. Dans la lagune, le setup propagé est plus faible, entre 0.10-0.15 m à marée basse et 0.05 m à marée haute.

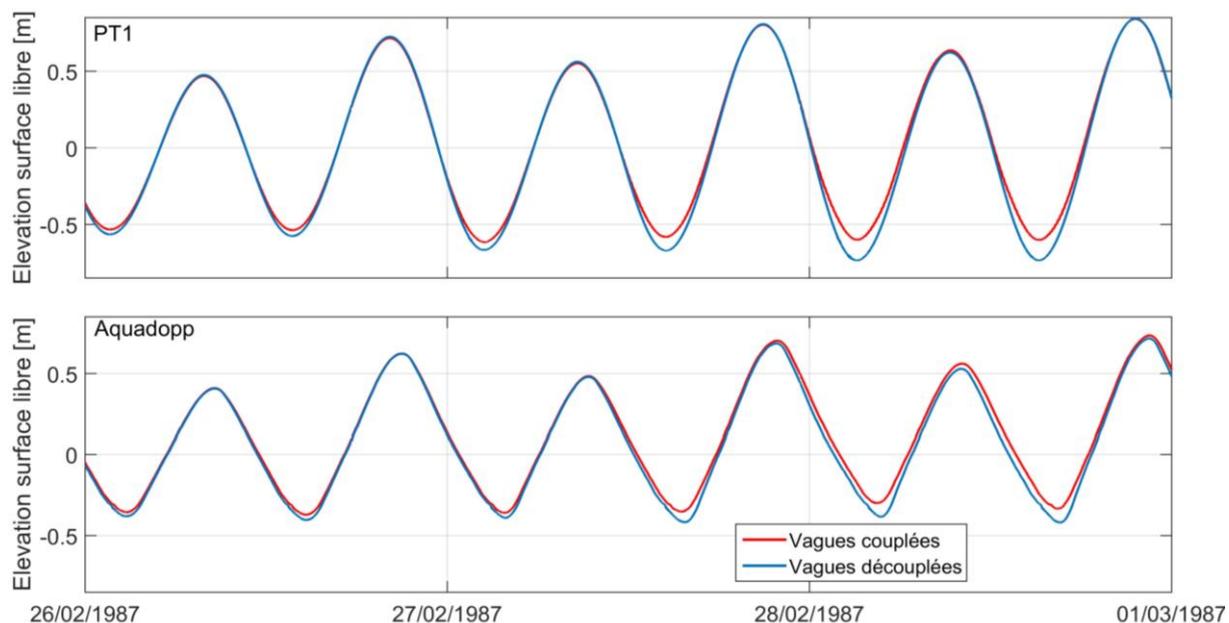


Figure 6.9. Estimation du setup induit par les vagues aux stations PT1 et Aquadopp situées à l’embouchure de la lagune de la Somone à partir du même modèle sous 2 configurations différentes, une avec l’effet des vagues (courbe en rouge) et la seconde simulation sans vagues (courbe en bleue).

Bien que le setup développé à l’intérieur de la lagune de la Somone soit faible, il contribue à diminuer significativement l’asymétrie de la marée et la dominance du jusant dans le système avec des flots qui deviennent plus longs d’environ 20 à 60 min, comme présenté dans le tableau 6.1. Une des implications directes de cette diminution de l’asymétrie favorisée par les conditions de vagues plus énergétiques (comme celle au 28 Février 1987, voir Figure 6.4), est que la capacité du système lagunaire à expulser les sédiments de l’embouchure va diminuer.

Tableau 6.1. Modification de la durée de l’asymétrie dans la lagune durant la tempête de 1987, évaluation de l’effet du forçage des vagues sur l’asymétrie à dominance de jusant.

Cycle Marée (fin jusant)		Cycle 1 '27-Feb-1987 03:50:40'	Cycle 2 '27-Feb-1987 15:28:50'	Cycle 3 '28-Feb-1987 04:25:40'	Cycle 4 '28-Feb-1987 16:25:20'
Configurations Modèle					
Sans VAGUES Asymétrie	Flot	06h 16 min 20'	05h 31 min 10'	06h 04 min 40'	05h 17 min 50'
	Jusant	06h 54 min 30'	06h 21 min 30'	06h 56 min 50'	06h 35 min 30'
	(Jusant-Flot)	40 min	50 min	52 min	1h 18 min
(Avec-Sans) VAGUES Asymétrie		- 16 min	- 20 min	- 46 min	- 58 min
Avec VAGUES Asymétrie	Flot	06h 22 min 10'	05h 36 min 30'	06h 25 min 20'	05h 40 min 00'
	Jusant	06h 46 min 10'	06h 07 min 00'	06h 31 min 30'	06h 19 min 40'
	(Jusant-Flot)	24 min	30 min	6 min	22 min

6.4.2.2 Effets des vagues sur les courants moyens

Les effets des vagues sur la dynamique de l’embouchure ont été évalués sur différentes périodes de la marée notamment durant la marée basse (Figure 6.10) et la marée haute (Figure

6.11). Afin d'évaluer la contribution des vagues sur ces périodes respectives, le modèle couplé aux vagues est comparé à la situation sans forçage par les vagues et dans chacun des cas sont comparés les hauteurs significatives des vagues (H_s), l'élévation de la surface libre, les courants intégrés sur la verticale.

Pendant la période de marée basse, les conditions à l'embouchure de la Somone en prenant en compte l'effet des vagues montrent que les hauteurs significatives de vagues atteignent $\sim 1,5$ m au déferlement et induisent un setup atteignant localement $\sim 0,2$ m (soit environ 14% de la H_s). La zone de déferlement interagit peu avec la lagune car trop basse et se comporte comme une plage où on peut observer une grosse dérive littorale vers le Sud-Est avec des courants de ~ 1 m/s. Il est possible que celle-ci contribue à combler la partie distale du chenal. La comparaison avec la configuration sans prise en compte du forçage par les vagues montre que les forces liées au déferlement des vagues entraînent un setup de l'ordre de 0.15 m dans la lagune à marée basse. Ces forces liées au déferlement des vagues entraînent aussi une réduction des courants de jusant au niveau de la passe avec $\sim 0,2-0,3$ m/s de moins. La capacité de l'embouchure à expulser le sédiment de l'embouchure peut être affectée par cette réduction des courants de jusants.

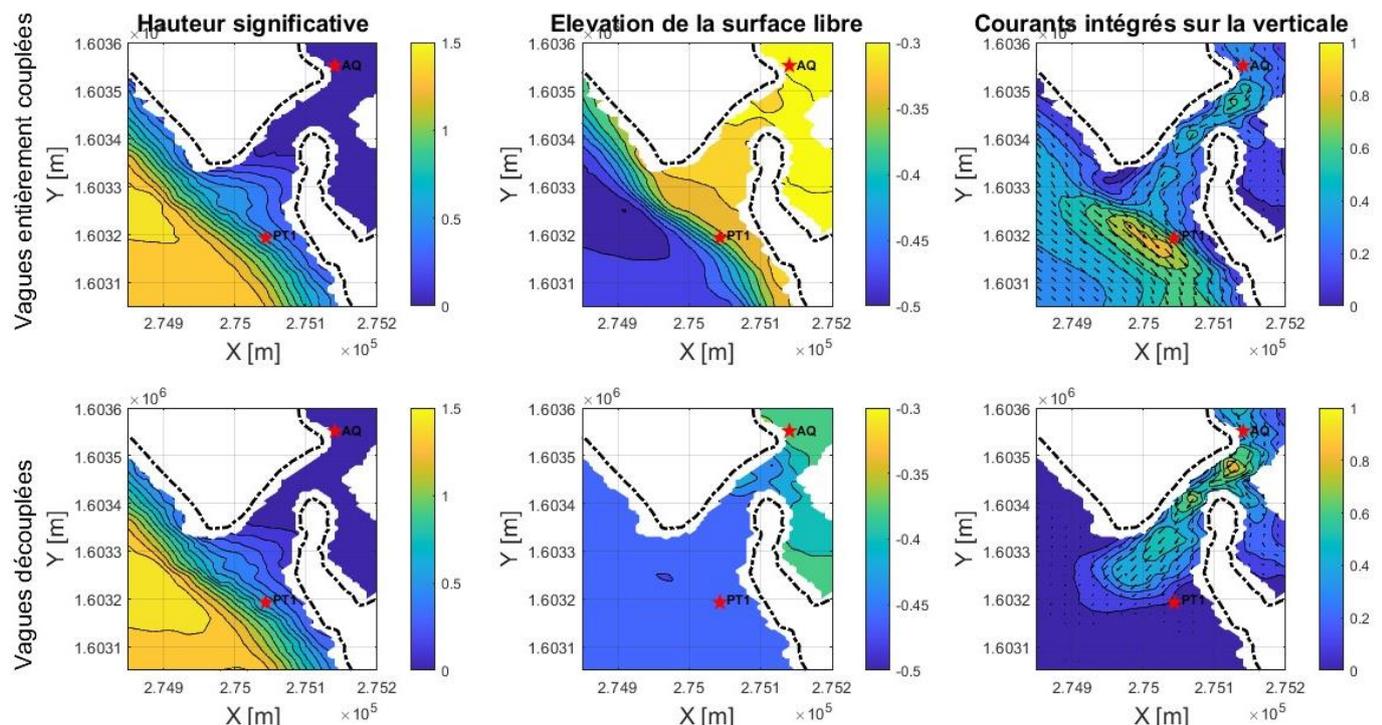


Figure 6.10. Comparaison à marée basse des conditions hydrodynamiques : hauteurs significatives des vagues (gauche), élévation de la surface libre (milieu) et courants intégrés sur la verticale (droite) entre le modèle couplé aux vagues (panneaux de la première ligne) et le modèle sans effets des vagues (panneaux de la seconde ligne).

Au cours de la marée haute, les Hs de vagues atteignent toujours 1.5 m en face de l'embouchure mais les vagues interagissent beaucoup plus avec l'embouchure. L'observation de la surface libre montre que le setup de vagues est plus fort (avec $\sim 0,15$ m) au niveau des côtes adjacentes où il s'établit sur chacune d'elle un gradient de pression latéral vers l'embouchure. Ces gradients de pression engendrent de forts courants vers l'embouchure, surtout sur la rive Nord où ils atteignent 1 m/s. Ces courants peuvent contribuer au comblement de l'embouchure, comme observé plus tôt par [Bertin et al. \(2009\)](#) à l'embouchure d'Obidos (Portugal).

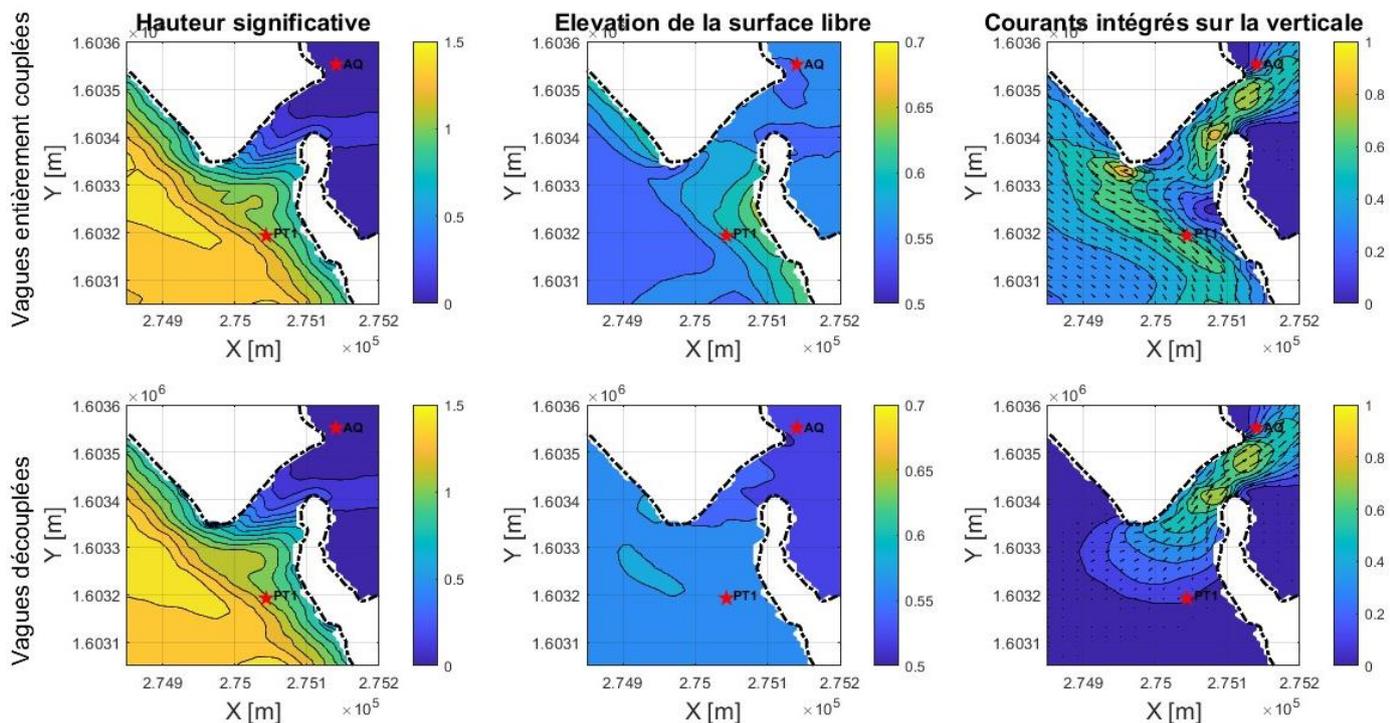


Figure 6.11. Comparaison à marée haute des conditions hydrodynamiques : hauteurs significatives des vagues (gauche), élévation de la surface libre (milieu) et courants intégrés sur la verticale (droite) entre le modèle couplé aux vagues (panneaux de la première ligne) et le modèle sans effets des vagues (panneaux de la seconde ligne).

6.5. Implications sur la morphodynamique de l'embouchure

L'embouchure de la lagune de la Somone a une évolution morphologique très rapide parfois à l'échelle de quelques cycles de marée seulement. Les épisodes de fermeture de la lagune sont survenus sur des périodes avec des conditions de tempêtes énergétiques comme celle de 1987, largement étudiée dans ce chapitre. Lors de cette tempête de 1987, les conditions atmosphériques et hydrodynamiques notamment la caractérisation des vagues et des niveaux moyens ont été étudiés. Une étude comparative entre les conditions de vagues

respectives durant les évènements les plus énergétiques identifiés dans notre simulation rétrospective des vagues a montré que les vagues de 1987 étaient d'énergie modérée mais étaient vraisemblablement associées à la fermeture de l'embouchure. Plusieurs critères ont été évoqués pour expliquer les conditions qui ont favorisé le comblement de l'embouchure :

- (1) Les caractéristiques des vagues et la durée de l'évènement énergétique
- (2) La morphologie de l'embouchure et des principales unités du système, incluant la présence de mangrove ou non.
- (3) La période d'accrétion sédimentaire à l'embouchure (une période érosive aura notamment des conditions peu favorables au comblement).

En ce qui concerne la période d'accrétion sédimentaire, on peut remarquer un fait majeur ayant caractérisé tous les épisodes de comblement de l'embouchure de la Somone durant les années 1967-1969 et en 1987. Les fermetures du système lagunaire de la Somone ont eu lieu au cours des années marquées chaque fois par une forte sécheresse (1967-1969 et 1987) tel qu'illustré par l'indice de pluviosité de la Figure 2.5. Quant à l'implication directe d'une saison sèche plus longue dans la zone d'étude, l'accrétion sédimentaire à l'embouchure de la lagune de la Somone s'effectue sur une période très longue.

L'étude des conditions hydrodynamiques à l'embouchure de la Somone lors de la tempête de 1987 a apporté des éléments de réponses en ce qui concerne les processus majeurs qui ont des effets sur la circulation et le transport de sédiments associé. Ainsi, l'étude a montré pour la lagune de la Somone :

- (1) **Développement d'un setup de vague** : ce setup induit par les Hs de vagues a été évalué à environ 14 % de la Hs durant les marées basses.
- (2) **Développement de gradients de pression latéraux** sur les rives adjacentes orientés vers l'intérieur de l'embouchure, principalement sur la rive Nord du système.
- (3) **Diminution de l'Asymétrie de la marée** dans la lagune de la Somone, avec des jusants réduits.

Nos différents résultats obtenus sur le rôle que joue le forçage des vagues à l'embouchure de la Somone corroborent bien les conclusions de plusieurs recherches précédentes dans les embouchures de lagunes côtières (Bertin et al., 2009 ; Bertin et al., 2015), en estuaires (Wargula et al., 2018a ; Moghimi et al 2018 ; Orescanin et al., 2014) ou encore dans des systèmes de modélisations idéalisées (Olabarrieta et al., 2014).

La dynamique des vagues à l'embouchure de la Somone est un forçage majeur responsable de l'évolution morphologique de l'embouchure. Les différents processus associés aux vagues, observés à l'embouchure, sont amplifiés en présence de vagues énergétiques. Mais comme on l'a observé pour les ouragans Cindy et Fred, ce ne sont pas forcément les vagues les plus énergétiques qui entraînent la fermeture de l'embouchure, suggérant que d'autres paramètres peuvent intervenir, comme par exemple la durée de l'évènement, la morphologie préalable de l'embouchure ou encore l'extension de la mangrove dans la lagune.

Le fort ensablement actuel (situation en 2023) de l'embouchure et de l'intérieur de la lagune de la Somone mérite bien de confirmer les conclusions de la présente recherche à travers un modèle de transport sédimentaire et morphodynamique couplé. La mangrove dans la lagune de la Somone est une unité clé qui régule aussi l'hydrodynamique comme nous l'avons mis en évidence dans cette thèse. L'absence de la mangrove (coupe de la mangrove, détérioration naturelle, ...) réduit l'asymétrie de la marée et la dominance par le jusant et donc la capacité de vidange sédimentaire assurée par la lagune de la Somone dans sa configuration actuelle. Les outils numériques de modélisation hydrodynamique développés dans le cadre de cette étude constituent une base pour la suite des recherches sur ce système lagunaire de la Somone.

CHAP 7.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

7.1. CONCLUSION GENERALE

Présente sur l'ensemble des littoraux à travers le monde, les lagunes côtières constituent d'importantes zones de transition qui garantissent la préservation de la biodiversité et offrent de nombreux services écosystémiques pour l'Homme. Ces milieux sont singuliers, au regard de leur richesse spécifique, leur caractérisation morphologique et leur dynamique respective. Située en Afrique de l'Ouest sur la Petite Côte du Sénégal, l'aire marine protégée de la lagune de la Somone est d'un intérêt indéniable pour la sous-région et dans le monde avec sa fonction de biotope accueillant différentes espèces migratoires. A travers de précédents épisodes connus de fermeture de cette lagune, son existence ainsi que tous ces dérivés en termes de fonctions et de services ont été mis en grand danger, situation pouvant aboutir à une importante dégradation de l'écosystème et les processus qui forcent l'évolution morphologique de ce système restaient méconnus. Cet état de fait a motivé la présente recherche appuyée par le programme régional WACA, et a permis d'apporter un ensemble d'éléments de réponses pouvant aider plus tard à la gestion efficiente et durable de la lagune de la Somone et par extension à plusieurs autres écosystèmes similaires à travers le monde, notamment le rôle essentiel des forêts de mangrove, qu'il convient de préserver et de restaurer là où elles ont été endommagées.

Ainsi, l'objectif au centre de cette recherche était d'étudier les mécanismes contrôlant l'évolution morphologique de la lagune de la Somone. Spécifiquement, il a été question d'évaluer un ensemble de processus physiques clefs liés à ladite évolution. Pour y parvenir, la présente recherche a combiné diverses données d'observation de terrain à de la modélisation numérique. D'autres sources de données ont été mises à profit durant cette recherche. Les principales conclusions obtenues au terme de cette recherche sont axées sur :

❖ **L'importance de la mangrove et le développement d'une asymétrie dans la lagune de la Somone :**

La propagation de la marée dans la lagune a été étudiée grâce à une configuration 3D à partir du modèle hydrodynamique SCHISM, qui a bien pris en compte les effets frictionnels non-linéaires de la végétation de mangrove sur l'écoulement. L'impact de la forêt de

mangrove sur la propagation de la marée à l'intérieur de la lagune de la Somone a par la suite été évalué. Les résultats ont montré que pour une marée symétrique en mer (à l'extérieur de la lagune), il y a le développement d'une asymétrie de la marée à l'intérieur de la lagune, fortement amplifiée par la mangrove. Les effets de la mangrove sur la propagation se résument par une (1) dissipation suite à l'atténuation de l'énergie de la marée, et à travers (2) une distorsion de la marée principalement liée au développement des harmoniques quart-diurnes (M_4) dans la lagune de la Somone. Ainsi, la mangrove modifie spatialement toutes les propriétés de la marée (niveaux d'eau, courants), depuis l'embouchure jusqu'en amont dans les zones de mangrove. L'asymétrie développée par la mangrove favorise des jusants à la fois plus rapides et plus longs que les flots, avec comme implication le maintien de la passe de l'embouchure ouverte. Les vives-eaux augmentent l'asymétrie et les mortes-eaux favorisent des conditions de marée plus symétrique.

❖ **Les climats de vagues sur les côtes du Sénégal**

Une récente simulation rétrospective assez résolue ($0,05^\circ$) des vagues, a été établie sur le littoral du Sénégal entre 1980 et 2021. Les sorties du modèle WW3 ont permis d'investiguer le climat moyen, saisonnier et les conditions extrêmes des paramètres de vagues sur les côtes. La presqu'île de Dakar par réfraction induit des houles plus faibles sur la Petite Côte avec des hauteurs significatives de vagues réduites de moitié (~ 0.6 m en moyenne annuelle) par rapport à ceux de la Grande Côte et les directions qui tournent de $\sim 100^\circ$, passant de Nord-Ouest à Sud-Ouest. Les modes de variabilités climatiques de l'Océan Atlantique (NAO, EA, SAM), contrôlent une partie importante de la variabilité des régimes de vagues et de différentes tendances observées. Plus précisément, la tendance positive observée dans le mode SAM explique l'augmentation des houles de Sud-Ouest qui arrivent sur la Petite Côte du Sénégal en été, généralement à l'origine de déstabilisation de l'équilibre côtière par inversion de la dérive littorale.

❖ **Des épisodes de tempêtes historiques au Sénégal et conditions de fermeture de l'embouchure de la Somone :**

Le nouveau hindcast de vagues, établi dans le cadre de cette thèse a permis d'étudier des épisodes de tempêtes majeurs qui ont affecté sévèrement le littoral du Sénégal, parmi lesquels, la tempête de 1987, qui a favorisé le comblement de l'embouchure de la lagune de la Somone. Le retour sur la description de ces événements a permis de remarquer que les conditions qui ont conduit à la fermeture de l'embouchure de la lagune de la Somone

n'étaient pas nécessairement les plus énergétiques avec des Hs caractérisant la tempête de Février 1987 plus faibles que lors des ouragans Cindy et Fred mais sur une durée longue. D'autres paramètres peuvent intervenir parmi lesquels, la période et la direction des vagues, la morphologie préalable de l'embouchure au cours de l'évènement, la phase de bilan sédimentaire à l'embouchure (accrétion ou érosion) et surtout de l'étendue de la végétation de la mangrove. Parmi les limites rencontrées pour comparer davantage ces évènements, on peut citer l'impossibilité de caractériser la morphologie de l'embouchure en 1987 (données non disponibles ou images satellite de trop faible résolution) ainsi que les principales unités morphologiques du système (la mangrove, les bancs de sables à l'embouchure, le réseau des chenaux, etc).

❖ **Les effets du forçage des vagues à l'embouchure de la Somone et les possibles implications sur le transport sédimentaire :**

Sur la base du système de modélisation hydrodynamique (SCHISM + WWM) implémenté dans cette thèse, la validation de l'hydrodynamique avec le forçage des vagues a montré qu'effectivement les vagues impactaient l'hydrodynamique à l'embouchure et dans le système globalement. Ceci a été confirmé par la suite, après l'étude de l'effet des vagues énergétiques sur la circulation moyenne, en considérant le cas de la tempête de Février 1987. Parmi les processus clefs forcés par les vagues à l'embouchure de la Somone, nous avons identifié : (1) le **développement d'un setup de vagues** qui se propage à l'embouchure et à l'intérieur du système. La magnitude de ce setup (plus élevé durant les marées basses) impacte directement la durée et la force des courants de jusants. De même il a été observé un (2) **développement de gradients de pression latéraux** sur les rives adjacentes de l'embouchure (principalement celle du Nord) dû fait des élévations de la surface libre beaucoup plus marquées dans ces zones à l'embouchure. La (3) **diminution de l'asymétrie** qui résulte de l'effet du forçage par les vagues dans la lagune de la Somone est marquée par des flots accélérés, de durée équivalente ou supérieure aux jusants devenus plus lents. La capacité de vidange de la lagune est réduite et ces conditions peuvent promouvoir la fermeture de l'embouchure.

D'autres études comme le transport sédimentaire et la morphodynamique de l'embouchure pourront apporter davantage de connaissances.

7.2. PERSPECTIVES

La présente étude a abordé plusieurs axes de recherche afin de comprendre l'évolution morphologique de la lagune de la Somone. Plusieurs nouvelles informations ont été obtenues à la suite des investigations, elles reposent sur l'hydrodynamique, notamment sur l'asymétrie de la marée amplifiée par la mangrove, par le développement d'un setup de vagues, par des gradients de pression latéraux sur les rives ayant potentiellement, des implications sur le transit de sédiments à l'embouchure de la lagune de la Somone. Les observations réalisées ont été capitales pour la réalisation du présent projet. Néanmoins, il n'a pas été possible sur la durée du projet de réaliser des observations en présence de vagues énergétiques. De même, nous n'avons pas pu étudier le transport sédimentaire, tant sur la base de mesures in situ (turbidimètres, étude du signal rétrodiffusé de profileurs de courants) que de simulations numériques. Coupler des observations hydro-sédimentaires serviront à développer davantage la plate-forme de modélisation présentée au cours de cette thèse pour la lagune de la Somone. Ainsi, pour aller plus loin dans la compréhension de la morphodynamique de la lagune, nous prévoyons de planifier des terrains supplémentaires :

- (1) Des mesures de flux sédimentaires à l'embouchure, précisément pendant les phases d'accrétion et d'érosion de la flèche sableuse. Ces périodes doivent être associées à des régimes de vagues énergétiques, notamment des houles de Nord-Ouest pendant la phase d'accrétion et les houles de Sud-ouest pendant la phase érosive.
- (2) De nouvelles caractérisations de la morphologie (bathymétrie-topographie) dans la lagune de la Somone, notamment après des épisodes de vagues de forte énergie.
- (3) La mise en place de système d'observations à haute fréquence de l'embouchure et de son évolution, comme par exemple grâce à des techniques de vidéo. Un tel système d'observations pourra permettre d'associer facilement les conditions hydrodynamiques (vagues et marées) à l'évolution à très court terme de la lagune de la Somone (via une haute fréquence d'enregistrements d'images, exemple : une image par heure).
- (4) La mise en place d'un système d'alerte pour la surveillance et le suivi de probables tempêtes sur le littoral du Sénégal capital pour étudier d'autre processus physiques propres à ces conditions.
- (5) L'étude des ondes infragravitaires, qui n'a pas été possible lors de cette thèse alors qu'elles pourraient avoir un rôle essentiel dans la dynamique de l'embouchure, comme montré pour des systèmes similaires au Portugal ([Bertin et Olabarrieta, 2016](#) ; [Bertin et al., 2019](#)).

BIBLIOGRAPHIE

- Albaret, J.J., and Diouf, P.S., (1994).** Diversité des poissons des lagunes et des estuaires ouest-africains. In : Teugels G.G. (ed.), Guégan Jean-François (ed.), Albaret Jean-Jacques (ed.). Biological diversity in African fresh- and brackish water fishes : geographical overviews : PARADI symposium = Diversité biologique des poissons des eaux douces et saumâtres d'Afrique : synthèses géographiques : symposium PARADI. Annales du Musée Royal d'Afrique Centrale. Sciences Zoologiques, 275, p. 165-177. Symposium PARADI, Saly (SEN), 1993/11/15-20.
- Alday, M., Ardhuin, F., Accensi, M., Dodet, G., (2021).** A global wave parameter database for geophysical applications. Part 3: Improved forcing and spectral resolution. Ocean. Model. 166, 101848.
- Alday, M., Ardhuin, F., Dodet, G., Accensi, M., (2022).** Accuracy of numerical wave model results: Application to the Atlantic coasts of Europe. Ocean Sci., 18, 1665–1689.
- Almar, R., Kestenare, E., Boucharel, J., (2019).** On the key influence of remote climate variability from Tropical Cyclones, North and South Atlantic mid-latitude storms on the Senegalese coast (West Africa). Environ. Res. Commun., 1, 071001.
- Almar, R., Kestenare, E., Reyns, J., Jouanno, J., Anthony, E.J., Laibi, R., Hemer, M., Du Penhoat, Y., Ranasinghe, R., (2015).** Response of the Bight of Benin (Gulf of Guinea, West Africa) coastline to anthropogenic and natural forcing, Part1: Wave climate variability and impacts on the longshore sediment transport. Cont. Shelf Res., 110, 48–59.
- Alongi, D.M., (1998).** Coastal ecosystem processes. Boca Raton, Florida: CRC Press. Alvarez-ABorrego, S. 1994. Secondary productivity in coastal lagoons, pp. 287-309
- Anthony, A., Atwood J., August, P., Byron, C., Cobb S., Foster, C., Fry, C., Gold, A., Hagos, K., L. Heffner, D. Q. Kellogg, K. Lellis-Dibble, J. J. Opaluch, C. Oviatt, A. Pfeiffer-Herbert, N. Rohr, L. Smith, T. Smythe, J. Swift, and N. Vinhateiro., (2009).** Coastal lagoons and climate change: ecological and social ramifications in U.S. Atlantic and Gulf coast ecosystems. Ecology and Society 14(1): 8. [online] URL: <http://www.ecologyandsociety.org/vol14/iss1/art8/>
- Ardhuin, F., et al. (2010).** Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. part i: Definition, calibration, and validation, Journal of Physical Oceanography, 40 (9), 1917–1941, doi:10.1175/2010JPO4324.1.
- Ardhuin, F., et al. (2012).** Numerical wave modeling in conditions with strong currents: Dissipation, refraction, and relative wind, Journal of Physical Oceanography, 42 (12), 2101–2120, doi:10.1175/JPO-D-11-0220.1.
- Aubrey, G., (1986).** Hydrodynamic Controls on Sediment Transport in Well-Mixed Bays and Estuaries. In Physics of Shallow Estuaries and Bays, J. van de Kreeke (Ed.). <https://doi.org/10.1029/LN016p0245>
- Aucan, J., Ridd, P., (2000).** Tidal asymmetry in creeks surrounded by saltflats and mangroves with small swamp slopes. Wetlands Ecology and Management. 8. 223-232. 10.1023/A:1008459814925.
- Bâ (Diara), M., Barousseau, I.P., Descamps, C., Diouf, B., (1996).** Recent quaternary sedimentary and climatic changes in the Saloum delta (Senegal). Ed. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, UNESCO, IUGS, Climates of the past, 29-36.

- Bâ (Diara), M., Pesin, A., Diouf, B., (1995).** Evolution côtière au Sénégal. Les flèches sableuses de la Langue de Barbarie et de Sangomar, Rapport Final EPEEC, UNESCO, 1-8.
- Bacon, S., Carter, D.J.T., (1993).** A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic Int. J. Climatol., 13, 423–436.
- Balouin, Y., (2001).** Les embouchures mésotidales (tidal inlets) et leur relation avec les littoraux adjacents. Exemple de la Barra Nova, Sud Portugal. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I, 302 p.
- Balouin, Y., Howa, H., Pedreros, R., Denis, M., (2005).** Longshore sediment movements from tracers and models, Praia de Faro, South Portugal. Journal of Coastal Research, 2005, 21 (1), pp.146-156.
- Baptist, M.J, Babovic, V., Uthurburu, R.J, Keijzer, M., Uittenbogaard, R.E., Mynett, A., Verwey, A., (2007).** On inducing equations for vegetation resistance. Journal of Hydraulic Research, 45(4), 435–450. <https://doi.org/10.1080/00221686.2007.9521778>
- Barbey, C., (1982).** Les ergs du Sud-Ouest de la Mauritanie et du Nord du Sénégal. Thèse Etat Lettres, Univ.Paris VII, 2 tomes, 454 p.
- Barnard, P., Short, A., Harley, M., Splinter, K.D., Vitousek, S., Turner, I.L., Allan, J., Banno, M., Bryan, K.R., Doria, A., et al., (2015).** Coastal vulnerability across the Pacific dominated by El Niño/Southern Oscillation. Nat. Geosci., 8, 801–807.
- Barnes, R., (1994).** The coastal lagoons of Europe, Coastline, 3 (2), 1–8.
- Barnes, R.S.K., (1980).** Coastal Lagoons. Cambridge University Press. Cambridge, UK. 106 PP.
- Barusseau, J., Bâ, D., M., & Diop, S. (1999).** « L'environnement physique ». In : Rivières du sud Sociétés et Mangroves ouest-africaines, Cormier-Salem M.C., IRD Éditions, 33 62 pp.
- Barusseau, J.P., (1980).** Essai d'évaluation des transports littoraux sableux sous l'action des houles entre Saint-Louis et Joal (Sénégal). Bulletin de Liaison, ASEQUA, n°58-59, 39-61.
- Bates, R. L., and Jackson, J. A. (eds), (1987).** Glossary of Geology (3rd edn). Alexandria, Va.: American Geological Institute, 788 pp.
- Battjes, J., and Janssen J., (1978).** Energy loss and set-up due to breaking of random waves, pp. 569–587.
- Beaumont, E.DE., (1845).** Leçons de Géologie Pratique. Paris : 223-252
- Bellion, Y., (1987).** Histoire géodynamique post-paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudeni, Iullemeden, Tchad). Thèse d'Etat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 302 p.
- Bellion, Y., Hébrard, L., Robineau, B., (1984).** Sismicité historique de l'Afrique de l'Ouest, essai d'inventaire, Remarques et commentaires. Bull. Ass. Sénégal. Et. Quatern. Afr, 72-73, 57-71.
- Benetazzo, A., Barbariol, F., Davison, S., Selavo, M., Favaretto, C., Mercogliano, P., (2022).** Correction of ERA5 Wind for Regional Climate Projections of Sea Waves. Water, 14, 1590.
- Bergsma, E.W.J., Sadio, M., Sakho, I., Almar, R., Garlan, T., Gosselin, M. and Gauduin, H., (2020).** Sand-spit evolution and inlet dynamics derived from space-borne optical imagery is the Senegal-river inlet closing ?. In: Malvárez, G. and Navas, F. (eds.), Proceedings from the International

Coastal Symposium (ICS)(Seville, Spain). Journal of Coastal Research, Special Issue No. 95, pp. 50-54. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208.

Bertin, X., and Olabarrieta, M., (2016). Relevance of infragravity waves in a wave-dominated inlet, *J. Geophys. Res. Oceans*, 121, 5418–5435, doi:10.1002/2015JC011444.

Bertin, X., Bruneau, N., Breihl, J.F., Fortunato, A.B., Karpytchev, M., (2011). Importance of wave age and resonance in storm surges: The case of Xynthia, Bay of Biscay. *Ocean Model.*, 42, 16–30.

Bertin, X., Bruneau, N., Breilh, J.F., Fortunato, A.B., and Karpytchev, M. (2012a). Importance of wave age and resonance in storm surges: The case Xynthia, Bay of Biscay, *Ocean Modelling*, 42 (0), 16–30, doi:10.1016/j.ocemod.2011.11.001.

Bertin, X., de Bakker, A., van Dongeren, A., Giovanni. C., Andrév, G., Ardhuin, F., Bonneton, P., Bouchette, F., Castelle, B., Wayne C. Crawford, et al., (2018). Infragravity waves: From driving mechanisms to impacts, *Earth-Science Reviews*, Volume 177, Pages 774-799, ISSN 0012-8252, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.002>.

Bertin, X., Fortunato, A.B., and Oliveira, A., (2009b). Morphodynamic modeling of the Ancão inlet, South Portugal, *Journal of Coastal Research*, (SI 56), 10–14.

Bertin, X., Fortunato, A.B., Dodet, G., (2015). Processes controlling the seasonal cycle of wave dominated inlets. *Revista de Gestao Costeira Integrada-Journal of Integrated Coastal Zone Management* 15, 9–19.

Bertin, X., Fortunato, AB., Oliveira, A., (2009a). A modeling-based analysis of processes driving wave-dominated inlets. *Continental Shelf Research*, 29(5-6):819-834. DOI: 10.1016/j.csr.2008.12.019

Bertin, X., Martins, K., de Bakker, A., et al. (2020). Energy transfers and reflection of infragravity waves at a dissipative beach under storm waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125, e2019JC015714. <https://doi.org/10.1029/2019JC015714>

Bertin, X., Mendes, D., Martins, K., Fortunato, A. B., & Lavaud, L. (2019). The closure of a shallow tidal inlet promoted by infragravity waves. *Geophysical Research Letters*, 46, 6804–6810. <https://doi.org/10.1029/2019GL083527>

Bertin, X., Mengual, B., Bakker, A., Guérin, T., Martins, K., Pezerat, M., and Lavaud, L., (2020). Recent Advances in Tidal Inlet Morphodynamic Modelling. *Journal of Coastal Research*. 95. 1016. 10.2112/SI95-198.1.

Bertin, X., Prouteau, E., Letetrel, C., (2013). A significant increase in wave height in the North Atlantic Ocean over the 20th century. *Glob. Planet. Change* 2013, 106, 77–83.

Beudin, A., Ganju, N.K., Defne, Z., Aretxabaleta, A.L., (2017b). Physical response of a back-barrier estuary to a post-tropical cyclone. *J Geophys Res Oceans* 122:5888–5904. <https://doi.org/10.1002/2016JC012344>

Beudin, A., Kalra, T.S., Ganju, N.K., Warner, J.C., (2017a). Development of a coupled wave-flow-vegetation interaction model. *Comput Geosci*. 100:76–86. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.12.010>

Bidlot, J.R.; Holt, M.W., (2006). Verification of Operational Global and Regional Wave Forecasting Systems Against Measurements from Moored Buoys; JCOMM Technical Report 30; WMO & IOC: Geneva, Switzerland.

- Biggs, H., Nikora, V., Papadopoulos, K., Vettori, D., Gibbins, C., Kucher, M., (2016).** Flow-vegetation interactions: A field study of *ranunculus penicillatus* at the large patch scale. Proceedings of the 11th international symposium on ecohydraulics, Melbourne, Australia. February, 7-12 P.
- Bindoff, N.L., Cheung, W.W.L., Kairo, J.G., Aristegui, J.; Guinder, V.A., Hallberg, R., Hilmi, N., Jiao, N., Karim, M.S., Levin, L., O'Donoghue, S., Purca Cuicapusa, S.R., Rinkevich, B., Suga, T., Tagliabue, A., and Williamson, P., (2019).** Changing Ocean, Marine Ecosystems, and Dependent Communities. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 447-587. <https://doi.org/10.1017/9781009157964.007>.
- Bioret, F., Glemarec, M., et Bellan-Santini, D., (2004).** Connaissance et gestion des habitats et des espèces d'intérêt communautaire. Tome 2. Habitats côtiers. La Documentation Française, Paris, 399p.
- Bird, E.C.F., (1982).** Changes on barriers and spits enclosing lagoons. *Oceanol. Acta* V(4, Suppl.): 45-53 In: *Oceanologica Acta*. Elsevier/Gauthier-Villars: Montreuil. ISSN 0399-1784; e-ISSN 1878-4143
- Bird, E.C.F., (1994).** Physical setting and geomorphology of coastal lagoons, In: Kjerfve B., (ed.), *Coastal lagoon processes*, Amsterdam: Elsevier, pp. 9-39
- Blumberg, A.F., and Mellor G.L., (1987).** A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, vol. 4, Coastal and Estuarine Studies, N. Heaps, editor, Washington, D.C.: AGU, pp. 1-16.
- Bouchet, L., (1998).** L'évolution morphodynamique de la pointe de Sangomar (Sénégal) et ses conséquences sur le milieu. Mémoire de Maîtrise de Géographie. Université de Caen, 125 p.
- Bourque, A., (2000).** « Les changements climatiques et leurs impacts », *Vertigo* - la revue électronique en sciences de l'environnement [En ligne], Volume 1 Numéro 2 | septembre 2000, mis en ligne le 01 septembre 2000, consulté le 17 mai 2023. URL: <http://journals.openedition.org/vertigo/4042>; DOI: <https://doi.org/10.4000/vertigo.4042>
- Boyd, R., Dalrymple, R., and Zaitlin, B., (1992).** Classification of clastic coastal depositional environments, *Sedimentary Geology*, 80 (3-4), 139-150, doi:10.1016/0037-0738(92)90037-R.
- Brooke A. W., James, E.M.W, Hawthorne L.B., Carissa J.K., Montgomery, J., et al., (2021).** Global rarity of intact coastal regions. <https://doi.org/10.1111/cobi.1387>. Conservation Biology First published: 14 December 2021
- Brookes, A., Shields, F.D., (1996).** River channel restoration: guiding principles for sustainable projects. Wiley, Chichester
- Brown, E.L. (1928).** Inlets on sandy coasts, *American Society of Civil Engineers - Proceedings*, 54 (2), 505-553.
- Brown, J., Davies, A., (2010).** Flood/ebb tidal asymmetry in a shallow sandy estuary and the impact on net sand transport. *Geomorphology* 114 (3), 431-439.
- Bruun, P., (1966).** Tidal inlets and littoral drift, Universitetsforlaget, Oslo.
- Bruun, P., (1978).** Stability of Tidal Inlets: Theory and Engineering, Elsevier.
- Bruun, P., and Gerritsen, F., (1960).** Stability of coastal inlets, North-Holland Pub. Co.

- Bruun, P., and Gerritsen, F., (1959).** Natural bypassing of sand at coastal inlets, *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 85, 401–412.
- Buettner, T., (2020).** World Population Prospects – A Long View. *Economie et Statistique /Economics and Statistics*, 520 521, 9–27. <https://doi.org/10.24187/ecostat.2020.520d.2030>
- Bunney, C.C., Saulter, A., Palmer, T., (2013).** Reconstruction of Complex 2D Wave Spectra for Rapid Deployment of Nearshore Wave Models, in *Marine Structures and Breakwaters*; Institute of Civil Engineers Publishing: London, UK, 2013.
- Campos, R.M., Gramcianinov, C.B., de Camargo, R., da Silva Dias, P.L., (2022).** Assessment and Calibration of ERA5 Severe Winds in the Atlantic Ocean Using Satellite Data. *Remote Sens.*, 14, 4918.
- Capet, X., Estrade P., Machu, E., Ndoye S., Grelet, J., Lazar, A., Marié, L., Dausse, D., and Brehmer, P., (2017).** On the Dynamics of the Southern Senegal Upwelling Center: Observed Variability from Synoptic to Superinertial Scales. *J. Phys. Oceanogr.*, 47, 155–180, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0247.1>.
- Carrère, L., Lyard, F., Cancet, M., Guillot, A., Roblou, L., (2012).** FES2012: A new global tidal model taking advantage of nearly 20 years of altimetry, *Proceedings of meeting "20 Years of Altimetry"*, Venice 2012.
- Carter, R.W.G., and Woodroffe C.D., (1994).** “Coastal evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics.” Cambridge, Cambridge University Press, 517 pp.
- Cassou, C., Cherchi, A., Kosaka, Y. IPCC., (2021).** Annex IV: Modes of Variability. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*; Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S.L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M.I., Eds.; Cambridge University Press: Cambridge, UK; New York, NY, USA; pp. 2153–2192.
- Castelain, J., (1965).** Aperçu stratigraphique et micropaléontologique du bassin du Sénégal, historique de la découverte paléontologique. *Mém. BRGM*, 32, 135-159.
- Castelle, B., Dodet, G., Masselink, G., Scott, T., (2017).** A new climate index controlling winter wave activity along the Atlantic coast of Europe: The West Europe Pressure Anomaly. *Geophys. Res. Lett.*, 44, 1384–1392.
- Castelle, B., Dodet, G., Masselink, G., Scott, T., (2018).** Increased winter-mean wave height, variability, and periodicity in the Northeast Atlantic over 1949–2017. *Geophys. Res. Lett.*, 45, 3586–3596.
- Cayocca, F., (2001).** Long-term morphological modeling of a tidal inlet: the Arcachon basin, France, *Coastal Engineering*, 42 (2), 115–142, doi:10.1016/S0378-3839(00)00053-3.
- Chawla, A., (2002).** Monochromatic and random wave breaking at blocking points, *Journal of Geophysical Research*, 107 (C7), doi:10.1029/2001JC001042.
- Christophe, M., Marriner, N., Blot, M.L., Bony, G., Carayon, N., Carmona, P., Flaux, C., Giaime, M., Goiran, J.P., et al (2015).** « Dynamiques géomorphologiques et typologie géoarchéologique des ports antiques en contextes lagunaires », *Quaternaire [En ligne]*, vol. 26/2 | 2015, mis en ligne le 01 juin 2017, consulté le 11 septembre 2020. URL : <http://journals.openedition.org/quaternaire/7215> ; DOI : <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7215>

- Cissé, C.O.T, Almar, R., Youm, J.P.M, Jolicoeur, S., Taveneau, A., Sy, B.A., Sakho, I., Sow, B.A., Dieng, H., (2023).** Extreme Coastal Water Levels Evolution at Dakar (Senegal, West Africa). *Climate*, 11, 6.
- Cisse, C.O.T, Brempong, E.K., Taveneau A., Almar R., Sy B.A., and Angnuureng, D.B., (2022).** Extreme coastal water levels with potential flooding risk at the low-lying Saint Louis historic city, Senegal (West Africa). *Front. Mar. Sci.* 9:993644. doi: 10.3389/fmars.2022.993644
- Coastal and Ocean Engineering (2010).** Review of Handbook of Coastal and Ocean Engineering, Edited by Young C. Kim, Whitehouse Richard J. S. doi: 10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000070 10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000070. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*
- Codiga, D., (2011).** Unified tidal analysis and prediction using the UTide Matlab functions. 10.13140/RG.2.1.3761.2008.
- Collins, M., Sutherland, M., Bouwer, L., Cheong, S.-M., Frölicher, T., Jacot Des Combes, H., Koll Roxy, M., Losada, I., McInnes, K., Ratter, B., Rivera-Arriaga, E., Susanto, R.D., Swingedouw, D., and L. Tibig, (2019).** Extremes, Abrupt Changes and Managing Risk. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.
- Colombo, G., (1977).** Lagoons, In: Barnes R.S.K., (ed.), *The coastline*, London: John Wiley & Sons, pp. 63-81
- Colosi, L.V., Villas Bôas, A.B., Gille, S.T., (2021).** The seasonal cycle of significant wave height in the ocean: Local versus remote forcing. *J. Geophys. Res. Oceans*, 126, e2021JC017198.
- Comas-Bru, L., Hernández, A. (2018).** Reconciling North Atlantic climate modes: Revised monthly indices for the East Atlantic and the Scandinavian patterns beyond the 20th century. *Earth Syst. Sci. Data* 2018, 10, 2329–2344.
- Comblen, R., Legrand, S., Deleersnijder, E., and Legat, V. (2009).** A finite element method for solving the shallow water equations on the sphere. *Ocean Mod.*, 28, 12-23.
- Cooper, J.A.G., (2001).** Geomorphological variability among microtidal estuaries from the wave-dominated South African coast. *Geomorphology*, 40, 99-122.
- Copeland, B.J., (1967).** Environmental characteristics of hypersaline lagoons. *Publications of the Institute for Marine Science (University of Texas)* 12:207-218.
- Cormier-Salem, M.C., (1999).** The mangrove: an area to be cleared for social scientists. *Hydrobiologia*, 413, 135–142.
- Croitoru, L., and Sarraf, M., (Eds.) (2010).** *The Cost of Environmental Degradation. Case Studies from the Middle East and North Africa. Directions in Development.* World Bank. D.C.
- Croitoru, L., Miranda, J.J, Sarraf, M., Doumani, F., and Lee, J.J, (2019).** The cost of coastal zone degradation in West Africa: Benin, Côte d’Ivoire, Senegal and Togo. 51 pages waca, world bank group, march 2019.
- Cromwell, J.E., (1971).** Barrier coast distribution: a world-wide survey. p. 50. Abstract. In: *Second National Coastal Shallow Water Research Conference.* Baton Rouge, LA.

CSE, (2005). Rapport Sur l'état de L'Environnement au Sénégal, Edition 2005; Ministère de l'Environnement et de la Protection de la Nature: Dakar, Sénégal, 231p.

Curray, J.R., Emmel, F.J., Crampton, P.J.S., (1969). Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. In: Ayala-Castaneres A., and Phleger F.B., (Eds.), *Lagunas Costeras*, UN Symposium. UNAMUNESCO, Mexico, D.F., pp. 63-10

Dahdouh-Guebas, F., Jayatissa, L.P., Di Nitto D., Bosire, J.O., Lo Seen, D., Koedam, N., (2005). How effective were mangroves as a defence against the recent tsunami? *Curr Biol.* 2005 Jun 21;15(12): R443-7. doi: 10.1016/j.cub.2005.06.008. Erratum in: *Curr Biol.* 2005 Jul 26;15(14):1337-8. PMID: 15964259.

Dahdouh-Guebas, F., Koedam, N., (2008). Long-term retrospection on mangrove development using transdisciplinary approaches: a review. *Aquatic Botany* 89: 80–92

Dahunsi, A., Bonou, F., Olusegun, D., Ezinvi, B., (2022). A Spatio-Temporal Trend of Past and Future Extreme Wave Climates in the Gulf of Guinea Driven by Climate. *J. Mar. Sci. Eng.*, 10, 1581.

Dam, G., van der Wegen, M., Labeur, R.J., Roelvink, D., (2016). Modeling centuries of estuarine morphodynamics in the Western Scheldt Estuary. *Geophys. Res. Lett.* 43(8), 3839e3847. <https://doi.org/10.1002/2015gl066725>.

Dastgheib, A., Roelvink, J. and Wang, Z., (2008). Long-term process-based morphological modeling of the Marsdiep tidal basin, *Marine Geology*, 256 (1-4), 90–100, doi:10.1016/j.margeo.2008.10.003.

Davies, J., Baxter, J., Bradley, M., Connor, D., Khan, J., Murray, E., Sanderson, W., Turnbull, C., & Vincent, M., (Eds.) (2001). *Marine Monitoring Handbook*. Joint Nature Conservation Committee.

Davies, J.L., (1973). *Geographical Variation in Coastal Development*. New York: Hafner, 204p

Davis, R.A., and Gibeaut, J.C., (1990). *Historical Morphodynamics of Inlets in Florida: Models for Coastal Zone Planning*, Florida Sea Grant College.

Day, J.H., (1980). What is an estuary? *S Afr J Sci* 76:198

Day, J.W., Conner, W., Ley-Lou, F., Day, R., Machado, A., (1987). The productivity and composition of mangrove forests, Laguna de Terminos, Mexico. *Aquatic Botany* 27: 267-284.

de Swart, H., and Zimmerman, J.T.F., (2009). Morphodynamics of Tidal Inlet Systems. *Annual Review of Fluid Mechanics*. 41. 10.1146/annurev.fluid.010908.165159.

de Vriend, H., Capobianco, M., Chesher, T., de Swart, H., Latteux, B., and Stive, M., (1993). Approaches to long-term modelling of coastal morphology: A review, *Coastal Engineering*, 21 (1-3), 225–269, doi:10.1016/0378-3839(93)90051-9.

de Vriend, H.J., Dronkers, J., Stive, M.J.F., van Dongeren, A. and Wang, Z.B., (1999). Coastal inlets and Tidal basins. *Lecture Notes*. TU Delft, Delft.

De Wit, Rutger., (2011). Biodiversity of Coastal Lagoon Ecosystems and Their Vulnerability to Global Change. 10.5772/24995.

Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balsameda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., et al., (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553–597. Definition, calibration, and validation, *Journal of Physical Oceanography*, 40 (9), 1917–1941,

- Diara, M., (1999).** Formation et évolution fini-holocène et dynamique actuelle du delta Saloum-Gambie (Sénégal-Afrique de l'ouest). Thèse Sci. Nat., Université de Perpignan, 161 p.
- Dias, J.M, Valentim, J.M, Sousa, M.C, (2013).** A numerical study of local variations in tidal regime of Tagus estuary, Portugal. PLoS ONE 8(12): e80450. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0080450>.
- Diaw, A.T., (1984).** Morphométrie du littoral sénégalais et gambien. Notes Afr. Dakar 1984, 183, 58–63.
- Diaw, A.T., (1989).** Images d'une flèche décochée. La flèche littorale de Sangomar.
- Diaw, A.T., (1997).** Evolution des milieux littoraux du Sénégal. Géomorphologie et Télédétection. Thèse de Doctorat d'Etat ès Lettres, Université de Paris I / Panthéon - Sorbonne, Paris, 270 p.
- Diaw, A.T., Bâ, A., Bouland, P., Diouf, P.S., Lake, L-A., Mbow, M-A., Ndiaye, P. et Thiam, M.D., (1992).** Gestion des Ressources Côtières et Littorales du Sénégal : Actes de l'Atelier de Gorée 27-29 Juillet 1992. UICN, Gland, Suisse, x + 484 pp.
- Diaw, A.T., Diop, N., Thomas, Y-F., (1990).** Rupture of the Spit of Sangomar. Estuary of the Saloum, Senegal. In: Shahrokhi, F., Jasentuliyana, N., Tarabzouni, N. (eds) Space commercialization: satellite technology, Am.Inst.Aeronautics and Astronautics (AM), Washington, Progress in Astronautics and Aeronautics, 128, 170-180,3 fig., 4 tab.
- Diaw, A.T., Mougenot, B., Thiam, M.D., Thomas, Y-F. (1988).** Apports de l'imagerie Spot à la connaissance des milieux littoraux du Saloum (Sénégal). In: C.N.E.S. (ed.) Spot I: utilisation des images, bilans, résultats, Cepadues ed.. Toulouse, 1131-1141, 4 fig., 2 ph.h.t.
- Diop, E.S., (1990).** La côte ouest africaine du Saloum (Sénégal) à la Mellacorée (République de Guinée). Collection Etudes et Thèses, éditions de l'ORSTOM, Paris, 381 p.
- Diop, E.S., and Sall, M.M., (1986).** Estuaires et mangroves en Afrique de l'Ouest : Evolution et changements du Quaternaire Récent à l'Actuel. Symposium ASEQUA/INQUA, Dakar, 5 p.
- Diop, E.S., BA, M., Diouf, B., Barousseau, J.P., Descamps, C., Soumare, A., Chevilloite, H., Diallo, P.A. (1993).** Coastal and sand spit evolution from 1958 to 1992: Saloum river mouth (Senegal, West Africa). In: Awosika L.E., Ibe A.C., Schroader P (eds) Coastlines of Western Africa, ASCE, New York, 239-252,6 fig. Notes Biogéographie, Dakar, 4, 6-21, 43 ph.
- Diouf, M.B., (1989).** Sédimentologie, Minéralogie et Géochimie des grès carbonatés quaternaires du littoral sénégal-mauritanien. Thèse de doctorat, Univ.perpignan, 237p.
- Diouf, M.B., and Fall, M., (1998).** Principaux événements paléoclimatiques dans le bassin sénégal-mauritanien depuis 124Ka. Paléoécologie of Africa-Volume 25.13-20p.
- Dissanayake, D., Roelvink, J., and van der Wegen, M., (2009).** Modelled channel patterns in a schematized tidal inlet, Coastal Engineering, 56 (11-12), 1069–1083, doi:10.1016/j.coastaleng.2009.08.008.
- Dissanayake, D.M.P.K., Ranasinghe, R., and Roelvink, J.A., (2012).** The morphological response of large tidal inlet/basin systems to relative sea level rise. Clim. Change 113, 253–276. doi:10.1007/s10584-012-0402-z
- Dodet, G., (2013).** Morphodynamic modelling of a wave-dominated tidal inlet: the Albufeira Lagoon. PhD thesis, Université de la Rochelle. 207p.

- Dodet, G., Bertin, X., Bruneau, B., Fortunato, A.B., Nahon, A., Roland, A., (2013).** Wave-current interactions in a wave-dominated tidal inlet. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(3):1587–1605. DOI: 10.1002/jgrc.20146
- Dodet, G., Bertin, X., Taborda, R., (2010).** Wave climate variability in the north-east Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modell.*, 31, 120–131.
- Douglas, B., (2022).** Only 15% of the world's coastlines remain in their natural state. Feb 15, 2022.
- Ducasse, O., Dufaure, P.H., Flicoteaux, R., (1978).** Le passage de l'Eocène inférieur à l'Eocène moyen dans la presqu'île du Cap-Vert (Sénégal occidental). Révision micropaléontologique et synthèse stratigraphique dans : Contribution à la connaissance de la microfaune des bassins de l'Ouest africain, 28 p.
- Duck, R.W., and da Silva, J.F., (2012).** Coastal lagoons and their evolution: A hydromorphological perspective. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 110: 2-14.
- Dukhovskoy, D.S., Morey, S.L., O'Brien, J.J., Martin, P.J., and Cooper, C., (2009).** Application of a vanishing quasi-sigma vertical coordinate for simulation of high-speed deep currents over the Sigsbee Escarpment in the Gulf of Mexico, *Ocean Mod.*, 28, 250–265.
- Duong, T.M., (2015).** Climate Change Impacts on the Stability of Small Tidal Inlets. Delft: Delft University of Technology.
- Duong, T.M., (2021).** Climate Change Induced Coastline Change Adjacent to Small Tidal Inlets. *Front. Mar. Sci.* 8:754756. doi: 10.3389/fmars.2021.754756
- Duong, T.M., Ranasinghe, R., Luijendijk, A., Walstra, D., and Roelvink, D., (2017).** Assessing climate change impacts on the stability of small tidal inlets: part 1 – data poor environments. *Mar. Geol.* 390, 331–346. doi: 10.1016/j.margeo.2017.05.008
- Duong, T.M., Ranasinghe, R., Thatcher, M., Mahanama, S., Wang, Z.B., Dissanayake, P.K., et al., (2018).** Assessing climate change impacts on the stability of small tidal inlets: part 2 – data rich environments. *Mar. Geol.* 395, 65–81. doi: 10.1016/j.margeo.2017.09.007
- Duong, T.M., Ranasinghe, R., Walstra, D., and Roelvink, D., (2016).** Assessing climate change impacts on the stability of small tidal inlet systems: why and how? *Earth Sci. Rev.* 154, 369–380. doi: 10.1016/j.earscirev.2015.12.001
- Dwars, H., and Verhey, I.C., (1979).** Etude de la protection du rivage de la Petite Côte. Rapport, Ministère Equipement, Rèp. Sénégal, 92 p.
- EDE, (2015).** Etude bathymétrique de la lagune de SOMONE., 123p.
- Einsele, G., Herm, D., Swartz, H.U., (1974).** Sea-level fluctuation during the past 6000 YI' at the coast of Mauritania. *Quaternary Research*, 4, 282-289.
- El Mahradi, B., Newton, A., and Murray, N., (2022).** Coastal Lagoons: Important Ecosystems. *Front. Young Minds* 10:637578. doi: 10.3389/frym.2022.637578
- Elliott, M., and McLusky, D.S., (2002).** The need for definitions in understanding estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 55, 815-827.
- Emery, K.O., and Stevenson, R.E., (1957).** Estuaries and Lagoon, *Geol. Sec. America Mem.*, 67:673-750 *Engineering*, 55 (9), 716–731.
- Escoffier, F.F., (1940).** The stability of tidal inlets, in *Shore and Beach*, pp. 111–114.

Escoffier, F.F., (1977). Hydraulics and stability of tidal inlets, Dept. of Defense, Dept. of the Army, Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center.

Fall, S., Semazzi, F.H.M., Miyogi, D.D.S., Anyah, R.O., and Bowden, J., (2006). Spatio-temporal climate variability over Senegal and its relationship to global climate. *International Journal of Climatology*, 26, 2057-2076.

FAO, (2007). The world's mangroves 1980–2005. Étude FAO: Forêts N° 153. Rome, FAO.

Faure, H., et Elouard, P., (1967). Schéma de variations du niveau de l'Océan Atlantique sur la côte de l'Ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans, CR. Acad. Sci. Paris, (D), t. 265 : 784-787.

Faye, C.A.T, Sow, S., Sy, A., Niang, S., Sy, B., Diop, K., (2019). Analyse des caractéristiques morpho-sédimentaires du complexe laguno-estuarien de la Somone (Petite du côte Sénégal). *Revue Ivoirienne de Géographie des Savanes*, Numéro 6 Juin 2019, ISSN 2521-2125

Fei Ye, Yinglong J. Zhang, Haocheng Yu, Weiling Sun, Saeed Moghimi, Edward Myers, Karinna Nunez, Ruoyin Zhang, Harry V. Wang, Aron Roland, Kevin Martins, Xavier Bertin, Jiabi Du, Zhuo Liu (2020). Simulating storm surge and compound flooding events with a creek-to-ocean model: Importance of baroclinic effects, *Ocean Modelling*, Volume 145, 2020, 101526, ISSN 1463-5003, <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2019.101526>.

Ferrarin, C., Umgiesser, G., Cucco, A., Hsu, T.W., Roland, A., and Amos, C.L., (2008). Development and validation of a finite element morphological model for shallow water basins, *Coastal Engineering*, 55 (9), 716–731.

FINANCES & DÉVELOPPEMENT, (2020). La population 2020. 09 pages.

FitzGerald, D.M., (1982). Sediment bypassing at mixed energy tidal inlets, *Coastal Engineering Proceedings*, 1 (18).

FitzGerald, D.M., (1988). Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets, in *Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*, vol. 29, edited by D. G. Aubrey and L. Weishar, pp. 186–225, American Geophysical Union, Washington, D. C.

FitzGerald, D.M., (2005). Tidal inlets. In: M. Schwartz (Editor), *Encyclopedia of Coastal Science*. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Elsevier, Dordrecht: 958-964.

FitzGerald, D.M., Kraus, N.C., and Hands, E.B., (2000). Natural mechanisms of sediment bypassing at tidal inlets, US Army Corps of Engineers Vicksburg, MS.

Folk, R.L., and Ward, W.C., (1957). Brazos river bar: a study of the significance of grain size parameters. *Journal of Sedim. Petrol*, 27, 3-26.

Fortunato, A., Freire, P., Mengual, B., Bertin, X., Aleixo, P., Celso, M., Guérin, K.T., Azevedo, A., (2021). Sediment dynamics and morphological evolution in the Tagus Estuary inlet. *Marine Geology*. 440. 106590. [10.1016/j.margeo.2021.106590](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106590).

Fortunato, A.B, Oliveira, A., (2005). Influence of Intertidal Flats on Tidal Asymmetry. *Journal of Coastal Research* 215 (1), 1062–1067.

Fortunato, A.B., and Oliveira, A., (2004). A modeling system for tidally driven long-term morphodynamics, *Journal of Hydraulic Research*, 42 (4), 426–434.

Freitas, M.d.C., (1995). A laguna de albufeira (península de setubal): Sedimentologia, morfologia e morfodinamica, Ph.D. thesis, Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências.

- Friedrichs, C.T., Aubrey, D.G., (1988).** Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 27, P.521-545.
- Friedrichs, C.T., Lynch, D.R., Aubrey, D.G., (1992).** Velocity Asymmetries in Frictionally-Dominated Tidal Embayments. In *Dynamics and Exchanges in Estuaries and the Coastal Zone*, D. Prandle (Ed.). <https://doi.org/10.1029/CE040p0277>
- Furukawa, K., Wolanski, E., Mueller, H., (1997).** Currents and sediment transport in mangrove forests. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 1997, 44: 301–310.
- Galperin, B., Kantha, L.H., Hassid, S., and Rosati, A., (1988).** A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows. *J. Atmos. Sci.*, 45, pp. 55-62.
- Gao, S., and Collins, M., (1994).** Tidal Inlet Equilibrium, in Relation to Cross-sectional Area and Sediment Transport Patterns. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 38 (2): 157-172.
- Gaudio, D.J., and Kana, T.W., (2001).** Shoal bypassing in mixed energy inlets: Geomorphic variables and empirical predictions for nine South Carolina inlets. *J. of Coastal Res.*, 17 (2):280-291.
- GEBCO., (2019).** Available online: <https://download.gebco.net/> (accessed on 1 October 2020).
- Giardino, A., Schrijvershof, R., Brière, C., Nederhoff, K., Tonnon, P.K., and Caires, S., (2017).** Human Interventions and Climate Change Impacts on the West African Coastal Sand River. Washington, DC: World Bank.
- GIEC, (2021).** Résumé à l'intention des décideurs. In: *Changement climatique 2021: les bases scientifiques physiques. Contribution du Groupe de travail I au sixième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat* [publié sous la direction de Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, et B. Zhou]. Cambridge University Press.
- Gilbert, G.K., (1885).** Lake Bonneville. U.S. Geological Survey, Monograph, 1, 438 pp.
- Giri, C., Ochieng, E., Tieszen, L.L., Zhu, Z., Singh, A., Loveland, T., Masek, J., Duke, N., (2011).** Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. *Glob. Ecol. Biogeogr.* 2011, 20, 154–159.
- Gonenc, I.E., and Wolflin, J.P., (eds.) (2004).** Coastal lagoons: Ecosystem processes and modeling for sustain-able use and development. Boca Raton, Florida: CRC Press.
- Goring, D.G., Nikora, V.I., (2002).** Despiking acoustic doppler velocimeter data. *J. Hydraul. Eng.*, 128, 117–126.
- Grant, W.D., and Madsen, O.S., (1979).** Combined wave and current interaction with a rough bottom, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 84 (C4), 1797–1808, doi:10.1029/JC084iC04p01797.
- Guerin, K., (2003).** Dynamics of the Sandy Coastline from Thiaroye to Bargny (Bay of Goree-Senegal). Master's Thesis, University of Paris 1-Sorbonne-Panthéon, Paris, France, 198p.
- Guerreiro, M., Fortunato, A.B, Freire, P., Rilo, A., Taborda, R., Freitas, M.C, Andrade, C., Silva, T., Rodrigues, M., Bertin, X., Azevedo, A., (2015).** "Evolution of the hydrodynamics of the Tagus estuary (Portugal) in the 21st century", *Revista de Gestão Costeira Integrada*, 15: 65 - 80. doi: 10.5894/rgci515

- Guilcher, A., Nicholas, J.P., (1954).** Observation sur la Langue de Barbarie et les bras du Sénégal aux environs de Saint-Louis. Bull. D'inf. Com. Océanogr. Etudes Côtières 1954, 6, 227–242. (In French)
- Hasselmann, S., Hasselmann, K., Allender, J., Barnett, T., (1985).** Computation and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part II: Parameterizations of the nonlinear energy transfer for application in wave models. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1378–1391.
- Hayes, M.O., (1975).** Morphology of sand accumulations in estuaries, in *Estuarine Research*, vol. 2, L.E. Cronin ed., pp. 3–22, Academic press, New-York.
- Hayes, M.O., (1979a).** Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime, in *Barrier islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*, S.P. Leatherman ed., pp.1–27, Academic Press, New-York.
- Hayes, M.O., Goldsmith, V., and Hobbs, C. H., (1972).** Offset Coastal Inlets. Forms of Sediment Accumulation in the Beach Zone, Defense Technical Information Center.
- Heap, A., et al., (2001).** Australian estuaries & coastal waterways: a geoscience perspective for improved and integrated resource management. report to the National Land and Water Resources Audit, Theme 7: ecosystem health, Australian Geological Survey Organisation, 188 pp.
- Hemer, M., Chruch, J.A., Hunter, J.R., (2010).** Variability and trends in the directional wave climate of the Southern Hemisphere. *Int. J. Climatol.*, 30, 475–491.
- Hemer, M., Fan, Y., Mori, N., Semedo, A., and Wang, X., (2013).** Projected changes in wave climate from a multi-model ensemble. *Nat. Clim. Change*, 3, 471–476.
- Hemer, M.A., (2010).** Historical trends in Southern Ocean storminess: Long-term variability of extreme wave heights at Cape Sorell, Tasmania. *Geophys. Res. Lett.* 2010, 37, L18601.
- Herrling, G., and Winter, C., (2014).** Morphological and sedimentological response of a mixed-energy barrier island tidal inlet to storm and fair-weather conditions. *Earth Surface Dynamics*. 1. 745-782. 10.5194/esurf-2-363-2014.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J.; Nicolas, J.; Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., et al., (2020).** The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 146, 1999–2049.
- Hinrichsen, Don., (1998).** Coastal Waters of the World: Trends, Threats, and Strategies. Washington D.C. Island Press.
- Hochet, A., Dodet, G., Ardhuin, F., Hemer, M., Young, I., (2021).** Sea State Decadal Variability in the North Atlantic: A Review. *Climate*, 9, 173.
- Horstman, E.M., Bryan, K.R., Mullarney, J.C., (2021).** Drag variations, tidal asymmetry and tidal range changes in a mangrove creek system. *Earth Surf. Process. Landforms*. 2021; 46: 1828– 1846. <https://doi.org/10.1002/esp.5124>
- Horstman, E.M., Dohmen-Janssen, C.M., and Hulscher, S.J., (2013).** Modeling tidal dynamics in a mangrove creek catchment in Delft3D. In P. Bonneton, & T. Garlan (Eds.), *Coastal Dynamics 2013: 24-28 June 2013, Arcachon, France* (pp. 833-844). Bordeaux University - SHOM.

- Horstman, E.M., Dohmen-Janssen, C.M., Bouma, T.J., Hulscher, S.J., (2015).** Tidal-scale flow routing and sedimentation in mangrove forests: combining field data and numerical modelling. *Geomorphology*, 228, 244–262. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.011>
- Horstman, E.M., Dohmen-Janssen, C.M., Narra, P.M., vandenBerg, N.J., Siemerink, M., Hulscher, S.J., (2014).** Wave attenuation in mangroves: a quantitative approach to field observations. *Coast Eng* 94:47–62
- Hubbard, D.K., Oertel, G., and Nummedal, D., (1979).** The role of waves and tidal currents in the development of tidal-inlet sedimentary structures and sand body geometry; examples from North Carolina, South Carolina, and Georgia, *Journal of Sedimentary Research*, 49 (4), 1073–1091, doi:10.1306/212F78B5-2B24-11D7-8648000102C1865D.
- Hume, T.M., and Herdendorf, C.E., (1992).** Factors controlling tidal inlet characteristics on low drift coasts, *Journal of coastal research*, 8 (2), 355–375.
- Hurrell, J.W., (1997).** Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 1995, 269, 676–679. Kushnir, Y.; Cardone, V.J.; Greenwood, J.G.; Cane, M.A. The recent increase in North Atlantic Wave Heights. *J. Clim.*, 10, 2107–2113.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., (2003).** An overview of the North Atlantic oscillation. *Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union*, 134, 1–36.
- Idier, D., Castelle, B., Charles, E., and Mallet, C., (2013).** Longshore sediment flux hindcast: spatiotemporal variability along the sw atlantic coast of france, *Journal of Coastal Research*, (SI 65), 1785–1790.
- Insee et SOeS., (2009).** Démographie et économie du Littoral. Les dossiers de l’Observatoire du littoral., 20 Pages.
- Institut Montaigne., (2018).** Le défi démographique : mythes et réalités, Note Juillet 2018. www.institutmontaigne.org
- IPCC, (2019).** IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 755 pp. <https://doi.org/10.1017/9781009157964>.
- Isermann, M., and Kiehl, Kathrin., (2007).** Restoration of Coastal Ecosystems.
- Izaguirre, C., Mendez, F.J., Menedez, M., Luceno, A., Losada, I.J., (2010).** Extreme wave climate variability in Southern Europe using satellite data. *J. Geophys. Res.*, 115, C04009.
- Izaguirre, C., Méndez, F.J., Menéndez, M., Losada, I.J., (2011).** Global extreme wave height variability based on satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L10607.
- Janicot, S., (2017).** Chapitre 18. Faire face au changement climatique. In Caron, P., & Châtaigner, J. (Eds.), *Un défi pour la planète : Les objectifs de développement durable en débat*. IRD Éditions. doi :10.4000/books.irdeditions.21645
- Jarrett, J., (1976).** Tidal prism - inlet area relationships, GITI report 3, Coastal Engineering Research Center, US Army Corps of Engineers, Fort Belvoir, Virginia.JC084iC04p01797.
- Johnson, D.W., (1919).** Shore Processes and Shoreline Development, Hafner Publishing Co, NewYork.

Kaly, J.L., (2001). Contribution à l'étude de l'écosystème mangrove de la Petite Côte et essai de reboisement. Thèse de 3ème cycle, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 208 p.

Kana, T.W., Williams, M.L. and Stevens, D., (1985). Managing shoreline changes in the presence of nearshore shoal migration and attachment. Proceedings of the 4th Symposium on Coastal and Ocean Management (Coastal Zone '85), Baltimore, MD. New York. ASCE, 2: 1277-1294.

Kane, A., (1985). Le bassin du Sénégal à l'embouchure. Flux continentaux dissous et particuliers. Invasion marine de la basse vallée du fleuve. Contribution à l'hydrologie fluviale et à la dynamique estuarienne en milieu sahélien. Thèse Doctorat 3ème cycle Univ, Nancy II, 230p.

Kantha, L.H., and Clayson, C.A., (1994). An improved mixed layer model for geophysical applications. J. Geophys. Res, 99(25), pp. 235-266.

Kennish, M., (2015). Coastal Lagoons. 10.1007/978-94-017-8801-4_47.

Kennish, M.J., (2002). Environmental threats and environmental future of estuaries, Environ. Conserv. 29: 78-107 <http://dx.doi.org/10.1017/S0376892902000061>

Kennish, M.J., Livingston, R.J., Raffaelli, D., and Reise, K., (2008). Environmental future of estuaries, In: Polunin N., (ed.), Aquatic ecosystems: Trends and global prospects. Cambridge: Cambridge University Press, pp. 188-208

Kennish, M.J., Paerl, H.W., (2010). Coastal lagoons: critical habitats of environmental change. In Kennish, M. J., and Paerl, H. W. (eds.), Coastal Lagoons: Critical Habitats of Environmental Change. Boca Raton: CRC Press, pp. 1–15

Keulegan, G.H., (1967). Tidal flow in entrances; water-level fluctuations of basins in communication with seas, Tech. rep., DTIC Document.

Keulegan, G.H., and Hall, J.V., (1950). A Formula for the Calculation of Tidal Discharge Through an Inlet. U.S. Army Corps of Engineer, Beach Erosion Board Bulletin, 4, 15-29.

Khan, M.J.U., Ansary, M.N., Durand, F., Testut, L., Ishaque, M., Calmant, S., Krien, Y., Islam A.K.M.S., Papa, F., (2019). High-Resolution Intertidal Topography from Sentinel-2 Multi-Spectral Imagery: Synergy between Remote Sensing and Numerical Modeling. Remote Sensing. 11(24):2888. <https://doi.org/10.3390/rs11242888>

Kirk, R.M., and Lauder, G.A., (2000). Significant coastal lagoon systems in the South Island, New Zealand. Coastal processes and lagoon mouth closure. Science for conservation.146: 47 p. Kjerfve, B. (Ed.) 1994: Coastal lagoon processes. Elsevier Oceanography Series 60. Elsevier, Amsterdam. 577pp.

Kitheka, J.U., (1997). Coastal tidally-driven circulation and the role of water exchange in the linkage between tropical coastal ecosystems. Estuarine, Coastal and Shelf Science 45, 177–187.

Kjerfve, B., (1986). Comparative oceanography of coastal lagoons. pp. 63-81. In: Estuarine Variability. (Wolfe D.A., 4.). Academic Press, New York.

Kjerfve, B., (1994). Coastal lagoons. In « Coastal Lagoon Processes », Kjerfve B. ed., Elsevier Sciences Publishers, Elsevier Oceanography Series, 60: 1-8

Knoppers, B., (1994). Aquatic primary production in coastal lagoons. In: Kjerfve B., (Ed.), Coastal, pp. 243-286

Komen, G.J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., Janssen, P.A.E.M., (1994). Dynamic and Modelling of Ocean Waves; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 532p.

- Kraus, N.C., (2000).** Reservoir Model of Ebb-Tidal Shoal Evolution and Sand Bypassing *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 126 (6): 305-313
- Kraus, N.C., (2010).** Engineering of tidal inlets and morphologic consequences. In: Y.C. Kim (Editor), *Handbook of coastal and ocean engineering*. World Scientific, Los Angeles, USA:867-900.
- Kumar, P., Kaur, S., Weller, E., Min, S.K., (2019).** Influence of natural climate variability on the extreme ocean surface wave heights over the Indian Ocean. *J. Geophys. Res. Oceans*, 124, 6176–6199.
- Kumar, P., Min, S., Weller, E., Lee, H., and Wang, X., (2016).** Influence of Climate Variability on Extreme Ocean Surface Wave Heights Assessed from ERA-Interim and ERA-20C. *J. Clim.*, 29, 4031–4046.
- Kurniawan, A., Hasan, G.M., Ooi, S.K., Lee, W.K., Leng, L., Bayen, S., (2014).** Understanding Hydrodynamic Flow Characteristics in a Model Mangrove Ecosystem in Singapore. *Procedia APCBEE*. 10. 286-291. 10.1016/j.apcbee.2014.10.054.
- Lai, R.J., Long, S.R., and Huang, N.E., (1989).** Laboratory studies of wave-current interaction: Kinematics of the strong interaction, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 94 (C11), 16,201–16,214, doi:10.1029/JC094iC11p16201.
- Lam, N., Stive, M., Verhagen, H., and Wang, Z.B., (2007).** Morphodynamics of Hue tidal inlets, Vietnam. *Asian and Pacific Coasts Conference*, September 21-24, 2007, Nanjing, China.
- Lam, N.T., (2009).** Hydrodynamics and morphodynamics of a seasonally forced tidal inlet system. PhD Thesis, Delft University of Technology, Delft, 141 pp.
- Lankford, R.R., (1977).** Coastal lagoons of Mexico, their origin and classification. *Estuarine process* In: Wiley M., (ed.), Academic Press Inc., Volume II, pp. 182-215, Academic Press, New-York.
- Lapetina, A., Sheng, Y.P., (2014).** Three-dimensional modeling of storm surge and inundation including the effects of coastal vegetation. *Estuar Coasts* 37:1028–1040
- Latteux, B., (1995).** Techniques for long-term morphological simulation under tidal action, *Marine Geology*, 126 (1–4), 129–141, doi:10.1016/0025-3227(95)00069-B.
- Lavaud, L., (2022).** The contributions of short waves to storm surges in coastal zones. *Earth Sciences*. Université de La Rochelle. English. NNT : 2022LAROS007. tel-03814674
- Lavaud, L., Bertin, X., Martins, K., Arnaud, G., and Bouin, M.N., (2020).** The contribution of short-wave breaking to storm surges: The case Klaus in the Southern Bay of Biscay. *Ocean Modelling*. 156. 10.1016/j.ocemod.2020.101710.
- Lavaud, L., Bertin, X., Martins, K., Pezerat, M., Coulombier, T., Dausse, D., (2022).** Wave dissipation and mean circulation on a shore platform under storm wave conditions. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 127, e2021JF006466.
- Le Cozannet, G., Raucoles, D., Wöppelmann, G., Garcin, M., Da Sylva, S., Meyssignac, B., Gravelle, M., Lavigne, F., (2015).** Vertical ground motion and historical sea-level records in Dakar (Senegal). *Environmental Research Letters*. 2015. DOI 10.1088/1748-9326/10/8/084016, <https://dx.doi.org/10.1088/1748-9326/10/8/084016>
- Le Floch, J.F., (1961).** Propagation de la marée dynamique dans l'estuaire de la Seine et la Seine Maritime. Thèse, Paris, 507 p.
- Leadley, P.W., Krug, C.B., Alkemade, R., Pereira, H.M., Sumaila, U.R., Walpole, M., etc. & Bellard, C., (2014).** Progress towards the Aichi Biodiversity Targets: An assessment of biodiversity

trends, policy scenarios and key actions. Secretariat of the Convention on Biological Diversity ([<http://espace.library.uq.edu.au/view/UQ:344577> [archive] notice]).

Leconte, L., (1905). Discussion of "Notes on the improvement of river and harbor outlets in the united states", Transactions of the American Society of Civil Engineers, LV(2), 306–317.

Leroux, M., (1977). Le climat. In : « Atlas National du Sénégal » , I.G.N., Paris, 16-23.

Leroux, M., (1981). Le climat de l'Afrique tropicale. Bull. Iss. Sénégal. Er. Quatem. Afi. Dakar, 62-63, 33-42.

Leroux, M., (1983). Le climat de l'Afrique tropicale. Champion ed., Paris/Genève, 1, 633 p.

Leroux, M., (1996). La dynamique du temps et du climat. Paris, : Masson, 310 p.

Leroux, M., (2001). The meteorology and climate of Tropical Africa. Chichester (UK): Springer-Praxis, 548 p.

Lessa, G., Masselink, G., (1995). Morphodynamic evolution of a macrotidal barrier estuary, Marine Geology, Volume 129, Issues 1–2, 1995, Pages 25-46, ISSN 0025-3227, [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00103-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00103-4).

Lesser, G., Roelvink, J., van Kester, J., and Stelling, G., (2004). Development and validation of a three-dimensional morphological model, Coastal Engineering, 51 (8–9), 883–915, doi:10.1016/j.coastaleng.2004.07.014.

Lorenzo-Trueba, J., and Ashton A.D., (2014). Rollover, drowning, and discontinuous retreat: Distinct modes of barrier response to sea-level rise arising from a simple morphodynamic model, J. Geophys. Res. Earth Surf., 119, 779–801, doi:10.1002/2013JF002941

Mahapatro, et al., (2013). Coastal Lagoon: Present Status and Future Challenges, International Journal of Marine Science, Vol.3, No.23 178-186 (doi: 10.5376/ijms.2013.03.0023)

Marshall, A.G., Hemer, M.A., Hendon, H.H., McInnes, K.L., (2018). Southern annular mode impacts on global ocean surface waves. Ocean Model., 129, 58–74.

Marshall, G.J., (2003). Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. J. Clim., 16, 4134–4143.

Martínez-Asensio, A.; Tsimplis, M.N.; Marcos, M.; Feng, X.; Gomis, D.; Jordà, G.; Josey, S.A., (2016). Response of the North Atlantic wave climate to atmospheric modes of variability. Int. J. Climatol., 36, 1210–1225.

Mazda, Y., Kanazawa, N., Wolanski, E., (1995). Tidal asymmetry in mangrove creeks. Hydrobiologia 295, 51–58.

Mazda, Y., Kobashi, D., Okada, S., (2005). Tidal-scale hydrodynamics within mangrove swamps. Wetlands Ecology and Management 2005, 13(6): 647-655.

Mazda, Y., Magi, M., Kogo, M., Hong, P.N., (1997). Mangroves as a coastal protection from waves in the Tong king delta, Vietnam. Mangroves Salt Marshes 1, 127–135. <https://doi.org/10.1023/A:1009928003700>.

McGee, W.D., (1890). Encroachments of the sea. Forum, 9, 437–449.

McIvor, A., Spencer, T., Möller, I., Spalding, M., (2012). Storm surge reduction by mangroves. In Natural Coastal Protection Series: Report 2; The Nature Conservancy and Wetlands International: Cambridge, UK, 2012.

- Mee, L.D., (1978).** Coastal lagoons. pp. 441-490. In: Chemical Oceanography. Second edition. Vol. 7. (J. Riley and O. Skirrow, eds.). Academic Press. New York.
- Mellor, G.L., and Yamada, T., (1982).** Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, 20, pp. 851-875.
- MEPN., (2005).** Rapport sur l'état de l'environnement au Sénégal. Rapport de synthèse, CSE, 10 p.
- Michel, P., (1973).** Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etudes géomorphologiques. ORSTOM ed., Paris, 3 tomes, 752 p.
- Millet, B., (1984).** Caractéristiques d'un hydroclimat lagunaire en zone intertropicale l'exemple du lac togo. Université de Paris Sud, centre d'orsay. Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique Thèse présentée pour l'obtention du titre de Docteur 3ème cycle, mai 1984 bondy.
- Miththapala, S., (2013).** Lagoons and Estuaries. Coastal Ecosystems Series (Vol 4). vi + 73 pp. IUCN Sri Lanka Country Office, Colombo. ISBN: 978-955-0205-21-9
- Moghimi, S., Özkan-Haller, H.T., Akan, C., Jurisa, T.J., (2019).** Mechanistic analysis of the wave-current interaction in the plume region of a partially mixed tidal inlet, *Ocean Modelling*, Volume 134, Pages 110-126, ISSN 1463-5003, <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.12.003>.
- Moki, H., Taguchi, K., Nakagawa, Y., Montani, S., Kuwae, T., (2020).** Spatial and seasonal impacts of submerged aquatic vegetation (SAV) drag force on hydrodynamics in shallow waters. *Journal of Marine Systems*, 209, [103373]. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2020.103373>
- Montgomery, J.M., Bryan, K.R., Horstman, E.M., Mullarney, J.C., (2018).** Attenuation of tides and surges by mangroves: contrasting case studies from New Zealand. *Water*, 10(9), 1119. <https://doi.org/10.3390/w10091119>
- Montgomery, J.M., Bryan, K.R., Mullarney, J.C., Horstman, E.M., (2019).** Attenuation of storm surges by coastal mangroves. *Geophysical Research Letters*, 46(5), 2680–2689. <https://doi.org/10.1029/2018gl081636>
- Morales-Márquez, V., Orfila, A., Simarro, G., Marcos, M., (2020).** Extreme waves and climatic patterns of variability in the eastern North Atlantic and Mediterranean basins. *Ocean Sci.*, 16, 1385–1398.
- More, N.H., and Slinn, D.J., (1984).** The physical hydrology of a lagoon system on the Pacific coast of Mexico. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 19: 413-426
- Nahon, A., Bertin, X., Fortunato, A.B., and Oliveira, A., (2012a).** Process-based 2DH morphodynamic modeling of tidal inlets: A comparison with empirical classifications and theories, *Marine Geology*, 291-294, 1–11, doi:10.1016/j.margeo.2011.10.001.
- NatGeoFrance., (2020).** « Objectifs d'Aichi : aucun engagement pour sauver la biodiversité n'a été respecté » [archive], sur National Geographic, 16 septembre 2020 (consulté le 20 décembre 2022)
- NDIAYE, C., Kane, A., Puscasu, V., Coly, A., (2011).** Particular Aspects of Littoral of Senegal in a New Climatic Perspectives. *Annals of Dunărea de Jos University. Fascicle I : Economics and Applied Informatics.* years XVII-n°1.
- Ndour, A., (2015).** Evolution Morpho-Sédimentaire et Impacts des Ouvrages de Protection sur le Littoral de Dakar, Petite Côte. Ph.D. Thesis, Cheikh Anta Diop University in Dakar, Dakar, Senegal, 2015, 243p.

Ndour, A., Laïbi, R., Sadio, M., Degbé, C.D.E., Diaw, A., Oyédé, L.M., Anthony, E.J., Dussouillez P., Sambou, H., and Dièye, E.H.B., (2018). Management strategies for coastal erosion problems in West Africa: Analysis, issues, and constraints drawn from examples from Senegal and Benin. *Ocean Coast. Manag.* 156 92–106 Pages 92-106, ISSN 0964-5691, <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.09.001>.

Ndoye, S., (2016). Fonctionnement dynamique du centre d'upwelling sud-sénégalais : approche par la modélisation réaliste et l'analyse des observations satellite de température de la mer PhD thesis Université Pierre et Marie Curie.

Ndoye, S., Capet, X., Estrade P., Machu, E., Kounta, L., Sow, B., Diakhate, M., Gayet, A.T., (2018). A numerical modeling study of the Southern Senegal upwelling shelf: Circulation and upwelling source waters. *African Journal of Environmental Science and Technology*, 12(12), 487-500. Publisher's official version: <https://doi.org/10.5897/AJEST2018.2572>, Open Access version: <https://archimer.ifremer.fr/doc/00472/58346/>

Ndoye, S., Capet, X., Estrade, P., Sow, B., Dagorne, D., Lazar, A., Gaye, A., Brehmer, P., (2014). SST patterns and dynamics of the southern Senegal-Gambia upwelling center. *Journal of Geophysical Research* 119:8315-8335.

Ndoye, S., Capet, X., Estrade, P., Sow, B., Machu, E., Brochier, T., Dring, J., Brehmer, P., (2017). Dynamics of a low-enrichment high-retention upwelling center over the southern senegal shelf *Geophysical Research Letters* pp n/a–n/a.

Nepf, H.M., (1999). Drag, turbulence, and diffusion in flow through emergent vegetation. *Water Resour Res* 35:479–489

Nepf, H.M., Vivoni, E.R., (2000). Flow structure in depth-limited, vegetated flow. *J Geophys Res* 105:28547. <https://doi.org/10.1029/2000JC900145>

Neumeier, U., (2012). Original MATLAB function Waves.m. <http://neumeier.perso.ch/matlab/waves.html>,

NGAMI-NTSIBA-ANDZOU, P.E., (2007). Evolution de la lagune de Mbodiène (Petite Côte, Sénégal) : Approche par l'analyse morpho-sédimentaire et la télédétection, Thèse de 3ème Cycle, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 209 p.

Ngom, H., Ndour, A., and Niang, I., (2018). Impacts of protective structures on sandy beaches: Example of the Saly balnear station, Petite Côte, Senegal *Tropical Coastal and Estuarine Dynamics*. *Journal of Coastal Research*, Special Issue ed R Almar, LP Almeida, N Trung Viet and M Sall (Florida, United States of America: Coastal Education & Research Foundation, Inc) 81 114–21.

Nguyen, X.T., Tanaka, H., Umeda, M., Sasaki, M., (2007). Winter Wave Setup at River Mouths Facing the Sea of Japan. *PROCEEDINGS OF COASTAL ENGINEERING, JSCE.* 55. 366-370. [10.2208/proce1989.55.366](https://doi.org/10.2208/proce1989.55.366).

Niang, D.I., (1995). L'érosion Sur la Petite Côte du Sénégal à Partir de L'Exemple de Rufisque: Passé-Présent-Futur. Ph.D. Thesis, Université D'Angers, Angers, France, 317p.

Niang, N.A., (2009). Dynamique Socio-Environnementale et Gestion des Ressources Halieutiques des Régions Côtières du Sénégal : L'exemple de la Pêche Artisanale. Ph.D. Thesis, Université de Rouen, Rouen, France, 302p

Nicholls, R.J., Hoozemans, F.M.J., and Marchand, M., (1999). Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses. *Global Envir. Change-Human and Policy Dimensions*, vol. 9, p. S69-S87.

Nicholls, R.J., Wong, P.P., Burkett, V.R., Codignotto, J.O., Hay, J.E., McLean, R.F., Ragoonaden, S., Woodroffe, C.D., (2007). Coastal systems and lowlying areas. In *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*; Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., Hanson, C.E., Eds.; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2007; pp. 315–356.

Nichols, M., and Allen, G., (1981). Sedimentary processes in coastal lagoons, in *Proceedings of Coastal Lagoon Research, Present and Future, UNESCO Technical Papers in Marine Science (33)*, vol. 33, pp. 27–80.

Nichols, M.M., and Boon, J.D., (1994). In: Kjerfve B., (ed.), *Sediment transport processes in coastal lagoons, Coastal lagoon processes.* Amsterdam: Elsevier, pp. 157-219. [http://dx.doi.org/10.1016/S0422-9894\(08\)70012-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70012-6)

Niedoroda, A.W., Swift, D.J.P., Hopkins, T.S., (1985). The shoreface In: *Coastal Sedimentary Environments*, Davis R.A., Ir (Ed). 2ème ed., Springer-Verlag New York Berlin Heidelberg Tokyo, 533-624.

Nielsen, P., (2009). Coastal and estuarine processes. *Advanced series on Ocean Engineering.* World Scientific, 343 pp.

Nienhuis, J.H., and Lorenzo-Trueba, J., (2019). Simulating barrier island response to sea level rise with the barrier island and inlet environment (BRIE) model v1.0, *Geosci. Model Dev.*, 12, 4013–4030, <https://doi.org/10.5194/gmd-12-4013-2019>.

Norris, B.K., Mullarney, J.C., Bryan, K.R., Henderson, S.M., (2017). The effect of pneumatophore density on turbulence: a field study in a *Sonneratia*-dominated mangrove forest. *Vietnam. Cont. Shelf Res.* 147, 114–127. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.06.002>.

Nybakken, J.W., (ed.), (2003). *Interdisciplinary Encyclopedia of Marine Sciences.* 2 G-O. Danbury, Connecticut: Grolier Academic Reference, pp. 189-190

O'Brien, M.P., (1931). Estuary tidal prisms related to entrance area, *Civil Engineering, ASCE*, 1 (8), 738–739.

O'Brien, M.P., (1969). Equilibrium flow areas of tidal inlets on sandy coasts, in *Coastal Engineering Proceedings*, vol. 10, Tokyo, Japan.

Oertel, G.F., (2005). Coastal lakes and lagoons. In Schwartz, R. L.(ed.), *Encyclopedia of Coastal Science.* Dordrecht: Springer, pp. 263–266. Collectif. (2000). 1150 : *Lagunas costeiras.* Plano sectorial da rede Natura 2000.

Olabarrieta, M., Geyer, W. R., & Kumar, N. (2014). The role of morphology and wave-current interaction at tidal inlets: An idealized modeling analysis. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 8818–8837. <https://doi.org/10.1002/2014JC010191>

Olabarrieta, M., Geyer, W., Coco, G., Friedrichs, C., and Cao, Z., (2018). Effects of Density-Driven Flows on the Long-Term Morphodynamic Evolution of Funnel-Shaped Estuaries. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 123. [10.1029/2017JF004527](https://doi.org/10.1029/2017JF004527).

Olabarrieta, M., Medina, R., and Castanedo, S., (2010). Effects of wave–current interaction on the current profile. *Coastal Engineering - COAST ENG.* 57. 643-655. [10.1016/j.coastaleng.2010.02.003](https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.02.003).

Olabarrieta, M., Warner, J.C., Kumar, N., (2011). Wave-current interaction in Willapa Bay. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 116. [doi:10.1029/2011JC007387](https://doi.org/10.1029/2011JC007387).

- Oliveira, A., Fortunato, A.B., Rego, J.R.L., (2006).** Effect of morphological changes on the hydrodynamics and flushing properties of the Óbidos lagoon (Portugal). *Continental Shelf Research*, 26(8), 917–942. <https://doi.org/10.1016/J.CSR.2006.02.011>
- Oliveira, A., Fortunato, A.B., Rodrigues M., Azevedo, A., Rogeiro, J., Bernardo, S., Lavaud, L., Bertin, X., Nahon, A., DeJesus, G., Rocha, M., Lopes, P., (2021).** Forecasting contrasting coastal and estuarine hydrodynamics with OPENCoastS, *Environmental Modelling & Software*, 143, 105132. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2021.105132>
- Oliver, B., Veitch, J., Reason, C.J.C., (2022).** Variability in high wave energy events around the southern African coast. *J. Geophys. Res. Ocean.*127, e2021JC018255.
- ONU., (2010).** Communiqué de presse du secrétariat de la convention, intitulé Une nouvelle ère de vie en harmonie avec la Nature est née au Sommet de Nagoya sur la biodiversité [archive]; 2010/10/29. (Les citations retenues dans cet article sont les phrases traduites par le secrétariat à partir du texte anglais, à ne pas considérer comme une traduction officielle)
- ONU., (2019).** Croissant à un rythme plus lent, la population mondiale devrait atteindre 9,7 milliards d'habitants en 2050 et pourrait atteindre près de 11 milliards vers 2100 : Rapport de l'ONU. Communiqué de presse de Juin 2019. <https://population.un.org/wpp>
- Oppenheimer, M., Glavovic, B.C., Hinkel, J., van de Wal, R., Magnan, A.K., Abd-Elgawad, A., Cai, R., CifuentesJara, M., DeConto, R.M., Ghosh, T., Hay, J., Isla, F., Marzeion, B., Meysignac, B., and Sebesvari, Z., (2019).** Sea Level Rise and Implications for Low-Lying Islands, Coasts and Communities. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 321-445. <https://doi.org/10.1017/9781009157964.006>.
- Orescanin, M. S., and Scooler, J., (2018).** Observations of episodic breaching and closure at an ephemeral river. *Continental Shelf Research*, (166), 77-82.
- Orescanin, M. S., Elgar, S., Britt, R., & Levi, G., (2017).** Effects of a shallow flood shoal and friction on hydrodynamics of a multiple-inlet system (on cover of issue) *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 7(122), 6055-6065.
- Orescanin, M., Raubenheimer, B., & Elgar, S. (2014).** Observations of wave effects on inlet circulation. *Continental Shelf Research*, 82, 37–42.
- Orescanin, M.S., Hamilton, R.P., and Hoffnagle, B., (2019a).** Tidal Choking in an Anthropologically Modified Salt Marsh Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Research*.
- Orescanin, M.S., Herrmann, D., Coughlin, J., Young, W., Orescanin, M., and Metcalf, J. P., (2019b).** Seasonal Morphological Change at a Bar Built Estuary: Carmel River, CA. *Conference Proceedings*.
- Osinowo, A., Okogbue, E., Eresanya, E., Akande, S., (2018).** Extreme significant wave height climate in the Gulf of Guinea. *Afr. J. Mar. Sci.*, 40, 407–421.
- Paerl, H.W., Rossignol, K.L., Hall, N.S., Peierls, B.L., and Wetz., M.S., (2009).** Phytoplankton community indicators of short- and long- term ecological change in the anthropogenically and climatically impacted Neuse River Estuary, North Carolina, USA. *Estuaries Coasts* DOI: 10.1007/s12237-009-9137-0.

- Paerl, H.W., Valdes, L.M., Adolf, J.E., Peierls, B.M., and Harding, Jr.L.W., (2006a).** Anthropogenic and climatic influences on the eutrophication of large estuarine ecosystems. *Limnol. Oceanogr.*, 51: 448-462 http://dx.doi.org/10.4319/lo.2006.51.1_part_2.0448
- Paerl, H.W., Valdes, L.M., Joyner, A.R., Peierls, B.L., Buzzelli, C.P., Piehler, M.F., Riggs, S.R., Christian, R.R., Ramus, J.S., Clesceri, E.J., Eby, L.A., Crowder, L.W., and Luettich, R.A., (2006b).** Ecological response to hurricane events in the Pamlico Sound System, NC and implications for assessment and management in a regime of increased frequency. *Estuaries Coasts*, 29: 1033-1045
- Papuga, G., and Kleczewski, M., (2012).** Contribution à la méthodologie d'évaluation de l'état de conservation de l'habitat d'intérêt communautaire prioritaire « 1150*-2 Lagunes côtières méditerranéennes » à l'échelle du site Natura 2000 dans le cadre de la Directive Habitats Faune Flore : Typologie de l'Habitat « 1150-2* Lagunes méditerranéennes ». Conservatoire d'espaces naturels du Languedoc-Roussillon 2012.
- Patra, A., Min, S.K., Seong, M.G., (2020).** Climate variability impacts on global extreme wave heights: Seasonal assessment using satellite data and ERA5 reanalysis. *J. Geophys. Res. Oceans* 2020, 125, e2020JC016754.
- Pein, J.U., Stanev, E.V., Zhang, Y., (2014).** The tidal asymmetries and residual flows in Ems Estuary, *Ocean Dynamics*, 64, 1719-41.
- Pène, C.M., et al., (2013).** Les risques naturels : approches géographiques. Exposé, UCAD/FASTEF (Faculté des Sciences et Technologies de l'Education et de la Formation/Département d'Histoire et de Géographie, section F1C1-Groupe 2 ; pp.2-4
- Pezerat, M., Bertin, X., Martins, K., Mengual, B., Hamm, L., (2021).** Simulating storm waves in the nearshore area using spectral model: Current issues and a pragmatic solution, *Ocean Modelling*, 158, 101,737, doi:10.1016/j.ocemod.2020.101737.
- Phleger, F., (1981).** A review of some general features of coastal lagoons, in *Proceedings of Coastal Lagoon Research, Present and Future, UNESCO Technical Papers in Marine Science (33)*, vol. 33, pp. 7-14.
- PHLEGER, F.B., (1960).** Ecology and distribution of recent foraminifera. *J. HOPKINS (éd.)*, 297p.
- Phleger, F.B., (1969).** Some general features of coastal lagoons. Pp. 5-26, In: A. Ayala Castaneres (ed.), *Lagunas costeras, un simposio, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, Mexico, DF.*
- Picado, A, Dias, J.M., Fortunato, A.B., (2010).** Tidal changes in estuarine systems induced by local geomorphologic modifications, *Continental Shelf Res.*, 30/17: 1854-1864.
- Pineau-Guillou, L., Arduin, F., Bouin, M.N., Redelsperger, J.L., Chapron, B., Bidlot, J., Quilfen, Y., (2018).** Strong winds in a coupled wave-atmosphere model during a north Atlantic storm event: Evaluation against observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2018, 144, 317-332.
- Pinto, L., Fortunato, A.B., Zhang, Y., Oliveira, A. and Sancho, F.E.P. (2012).** Development and validation of a three-dimensional morphodynamic modelling system, *Ocean Mod.*, 57-58, 1-14.
- PNUE, (2017).** Douzième Conférence des Parties contractantes à la Convention relative à la coopération en matière de protection, de gestion et de mise en valeur du milieu marin et des zones côtières de la côte atlantique de la région de l'Afrique occidentale, centrale et australe Abidjan (Côte d'Ivoire), 27-31 mars 2017. Projet de rapport, 31pages, Programme des Nations Unies pour l'environnement, UNEP/ABC-WACAF/COP.12/7 Nations Unies.
- Pond, S. and Pickard, G.L., (1998).** *Introductory Dynamical Oceanography*, Butterworth Heinmann.

- Poulain, P.M., (2010).** Coastal Ocean Circulation Experiment off Senegal (COCES). Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale
- Pritchard, D.W., (1967).** What is an estuary: physical standpoint. In: Estuaries. pp. 3-5. (G.H. Lauf, ed.). American Association for the Advancement of Science. Publication 83. Washington, DC.
- Ranasinghe, R., Duong, T.M., Uhlenbrook, S., Roelvink, D., and Stive, M. (2013).** Climate-change impact assessment for inlet-interrupted coastlines. *Nat. Clim. Chang.* 3, 83–87. doi: 10.1038/nclimate1664
- Ranasinghe, R., Pattiaratchi, C. and Masselink, G., (1999).** A morphodynamic model to simulate the seasonal closure of tidal inlets. *Coastal Engineering*, 37 (1): 1-36.
- Reguero, B.G., (2012).** Numerical Modeling of the Global Wave Climate Variability and Associated Environmental and Technological Risks. Ph.D. Thesis, Universidad de Cantabria, Spain, Santander, December; pp. 65–123.
- Reguero, B.G., Losada, I., Mendez, F., (2019).** A recent increase in global wave power as a consequence of oceanic warming. *Nat. Commun.*, 10, 205.
- Reguero, B.G.; Méndez, F.J.; Losada, I.J., (2013).** Variability of multivariate wave climate in Latin America and the Caribbean. *Glob. Planet. Change*, 100, 70–84.
- Richard, J.P; Reinhart, B., Alaka, L., (2023).** Tropical Cyclone Report Hurricane Fiona. Miami, Florida: National Hurricane Center. (Report), Retrieved March 23, 2023.
- Rodi, W., (1984).** Turbulence models and their applications in hydraulics: a state-of-the-art review. Delft, The Netherlands, International Association for Hydraulics Research.
- Roelvink, D., Reniers, A., (2012).** A guide to modelling coastal morphology. In: *Advances in Coastal and Ocean Engineering*, vol. 12. World Scientific Publishing, Singapore. <https://doi.org/10.1142/7712>.
- Roelvink, D., Reniers, A., van Dongeren, A., van Thiel de Vries, J., McCall, R., and Lescinski, J., (2009).** Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands, *Coastal Engineering*, 56 (11-12), 1133–1152, doi:10.1016/j.coastaleng.2009.08.006.
- Roelvink, J.A., (2006).** Coastal morphodynamic evolution techniques. *Coastal Engineering*, 53 (2-3):277-287.
- Roger, J., Duvail, C., Barousseau, J.P., Noel B.J., Nehlig, P., and Serrano, O., (2009b).** Carte géologique du Sénégal à 1/500 000, feuilles nord-ouest, nord-est et sud-ouest. Ministère des Mines, de l'Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar, 3 coupures.
- Roger, J., Noël, B.J., Barousseau, J.P., Serrano, O., Nehlig, P., Duvail, C., (2009a).** Notice explicative de la carte géologique du Sénégal à 1/500 000, feuilles nord-ouest, nord-est et sud-ouest. Ministère des Mines, de l'Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar, 61 pages.
- Roland, A., (2009).** Spectral wave modelling on unstructured meshes, Ph.D. thesis.
- Roland, A., Zhang, Y. J., Wang, H. V., Meng, Y., Teng, Y.-C., Maderich, V., Brovchenko, I., Dutour-Sikiric, M., and Zanke, U., (2012).** A fully coupled 3D wave-current interaction model on unstructured grids, *Journal of Geophysical Research*, 117, doi:10.1029/2012JC007952.
- Ruffman, A., Meagher, L.J., and Stewart, J.M.G., (1977).** Bathymétrie du talus et du plateau continental du Sénégal et de la Gambie (Afrique de l'Ouest). In: *Le Baffin : Levé au large du Sénégal et de la Gambie*, 1, 23-38.

- Saad, S., Husain, M.L., Asano, T., (1999).** Sediment accretion and variability of sedimentological characteristics of a tropical estuarine mangrove: Kemaman, Terengganu, Malaysia. *Tropics* 8, 257e266. *Mangroves and Salt Marshes*, volume,3. Pages 51-58.
- Sadio, M., Anthony, E.J., Diaw, A.T., Dussouillez, P., Fleury, J.T., Kane, A., Almar, R., Kestenare, E., (2017).** Shoreline Changes on the Wave-Influenced Senegal River Delta, West Africa: The Roles of Natural Processes and Human Interventions. *Water*, 9, 357.
- Sadio, M., Sakho, I., Samou, S.M., Gueye, A., Diouf, M.B., Deloffre, J. (2022).** Multi-decadal dynamics of the Saloum River delta mouth in climate change context. *J. Afr. Earth Sci.*, 187, 104451.
- Sadio, M., Seck, A., Noblet, M., and Camara, I., (2019).** Evaluation de la vulnérabilité du secteur de la zone côtière à la variabilité et aux changements climatiques dans la région de Fatick. Report produced under the project “Projet d’Appui Scientifique aux processus de Plans Nationaux d’Adaptation dans les pays francophones les moins avancés d’Afrique subsaharienne”, Climate Analytics gGmbH, Berlin.
- Sagna, P., (1990).** Apport pluviométrique des lignes de grains au Sénégal de 1981 à 1985. in Publications de l’Association Internationale de Climatologie, 3, 279-287.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., et al., (2010).** The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* 91, 1015–1058. doi:10.1175/2010BAMS3001.1.
- Sakho, I., (2011).** Évolution et fonctionnement hydro-sédimentaire de la lagune de la Somone, Petite Côte, Sénégal. Sciences de l’environnement. Thèse de doctorat. Université de Rouen ; Université Cheikh Anta Diop de Dakar, Sénégal.
- Sakho, I., Mesnage, V., Copard, Y., Deloffre, J., Faye, G., Lafite, R., Niang, I., (2015).** A cross-section analysis of sedimentary organic matter in a mangrove ecosystem under dry climate conditions: The Somone estuary, Senegal, *Journal of African Earth Sciences*, Volume 101, 2015, Pages 220-231, ISSN 1464-343X, <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.09.010>.
- Sakho, I., Mesnage, V., Deloffre, J., Lafite, R., Niang, I., Faye, G., (2011a).** The influence of natural and anthropogenic factors on mangrove dynamics over 60 years: The Somone Estuary, Senegal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 94, 93-101.
- Sakho, I., Niang, I., Faye, G., Mesnage, V., Deloffre, J., Lafite, R., (2011b).** Rôle des forçages climatiques et anthropiques sur l’évolution des écosystèmes tropicaux de mangrove : exemple de la Somone, Sénégal. *Pangea*, 47, 71-78.
- Sakho, I., Sadio, M., Camara, I., Noblet, M., Seck, A., Saengsupavanich, C., Ndour, A., Diouf, M.B., (2022).** Sea level rise and future shoreline changes along the sandy coast of Saloum Delta, Senegal. *Arab J Geosci* 15, 1547. <https://doi.org/10.1007/s12517-022-10741-y>
- SALL, M.M., (1982).** Dynamique et morphogenèse actuelle au Sénégal Occidental, Thèse d’État en géographie, ULP, Université de Strasbourg I, 604 p.
- Samou, M.S., Bertin, X., Sakho, I., Lazar, A., Sadio, M., Diouf, M.B., (2023a).** Wave Climate Variability along the Coastlines of Senegal over the Last Four Decades. *Atmosphere*, 14, 1142. <https://doi.org/10.3390/atmos14071142>
- Samou, S.M., Bertin, X., Sakho, I., and DIOUF, M.B., (2023b).** Impact of Mangrove on Tidal Propagation in a Tropical Coastal Lagoon. 10.21203/rs.3.rs-2510626/v1 (in revision).

- Sarnthein, M., Thiede, J., Pfaumann, U., Erlenkeuser, H., Fütterer, D., Koopmann, B., Lange, H., Seibold, E., (1982).** Atmospheric and oceanic circulation patterns of northwest Africa during the past 25 million years. In: Von Rad U. et al (eds) *Geology of the Northwest African continental margin*. Springer Verlag, Berlin, 545-604.
- Sarr, C., Ndour, M., Haddad, M. and Sakho, I. (2021).** Estimation of Sea Level Rise on the West African Coasts: Case of Senegal, Mauritania and Cape Verde. *International Journal of Geosciences*, 12, 121-137. doi: 10.4236/ijg.2021.122008.
- Sathanathan, R., Deeptha, T., (2013).** Numerical Simulation of Tidal Circulation in the Pichavaram Mangrove Estuary. *International Journal of Research in Engineering and Technology*, eISSN: 2319-1163 | pISSN: 2321-7308
- Secrétariat de la Convention de Ramsar., (2010).** Lois et institutions : Gestion des zones côtières : Questions relatives aux zones humides dans la gestion intégrée des zones côtières. *Manuels Ramsar pour l'utilisation rationnelle des zones humides*, 4e édition, vol. 12. Secrétariat de la Convention de Ramsar, Gland, Suisse.
- Shan, Y., Liu, C., Nepf, H.M., (2019).** Comparison of drag and velocity in model mangrove forests with random and in-line tree distributions, *Journal of Hydrology*, Volume 568, Pages 735-746, ISSN 0022-1694, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.10.077>.
- Shimura, T., Mori, N., Mase, H., (2013).** Ocean Waves and Teleconnection Patterns in the Northern Hemisphere. *J. Clim.*, 26, 8654–8670.
- SHOM., (1997).** La marée. Les guides du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, 941-MOG, 75 p.
- Sikora, W.B., and Kjerfve, B., (1985).** Factors influencing the salinity of Lake Pontchartrain, Louisiana, a shallow coastal lagoon: analysis of a long-term data set. *Estuaries* 8 (2A): 170-180.
- Silva, A., R. Taborda, X. Bertin, and G. Dodet (2012).** Seasonal to decadal variability of longshore sand transport at the northwest coast of Portugal, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 138 (6), 464–472, doi:10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000152.
- Smith, D., (1984).** The hydrology and geomorphology of tidal basins. In: W. van Aslst (Editor), *The Closure of Tidal Basins*. Delft University Press, Delft: 85-109.
- Smith, D., (1987).** The hydrology and geomorphology of tidal basins, in the closure of tidal basins, Delft University Press, Delft.
- Smith, N.P., (1994).** Chapter 4. Water, salt, and heatbalances of coastal lagoons. Pages 69-101 in B.Kjerfve, editor. *Coastal lagoon processes*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Song, Y., and Haidvogel, D., (1994).** A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. *J. Compt. Phys.*, 115, pp. 228-244.
- Sousa, A., Garcia-Murillo, P., Morales, J., García-Barrón, L., (2009).** Anthropogenic and natural effects on the coastal lagoons in the southwest of Spain (Doñana National Park). *ICES Journal of Marine Science*. 66. 1508-1514. 10.1093/icesjms/fsp106.
- Sow, S.A., Faye, C.A.T., Sy A.A., et Niang S, (2018).** « Analyse sédimentologique et paléo-environnement des sédiments du complexe laguno estuarien de la Somone, Petite Côte du Sénégal », *Rev.Ivoir. Sci.Technol.*, 32, p.188-209

- Spalding, M.D., Blasco, F., Field, C.D., (1997).** World Mangrove Atlas. International Society for Mangrove Ecosystems, Okinawa (Japan), 178 pp.
- Stive, M., Wang, Z., Capobianco, M., Ruol, P. and Buijsman, M.C., (1998).** Morphodynamics of a tidal lagoon and the adjacent coast. Physics of estuaries and coastal seas: proceedings of the 8th International Biennial Conference on physics of estuaries and coastal seas, The Hague, Netherlands: 397-407.
- Stive, M.J.F., Tran, T.T. and Nghiem, T.L., (2012).** Stable and unstable coastal inlet cross sectional behaviour. In: Nguyen. Q.K. (Editor), The 4th International Conference on Estuaries and Coasts (ICEC), Hanoi, Vietnam. Science and Techniques Publishing House, 2: 479-488.
- Stive, M.J.F., Van De Kreeke, J., Lam, N.T., Tung, T.T. and Ranasinghe, R., (2009).** Empirical relationships between inlet cross- section and tidal prism: a review. Coastal Dynamics 2009, Impacts of human activities on dynamics coastal processes, Tokyo, Japan. World Scientific Publishing Co. Pte.Ltd: 10.
- Stutz, M.L., Pilkey, O.H. (2011).** Open-ocean barrier islands: global influence of climatic, oceanographic, and depositional settings. Journal of Coastal Research, 27(2), 207–222. West Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208. <https://doi.org/10.2112/09-1190.1>
- Stutz, M.L., Pilkey, O.H., (2001).** A review of global barrier island distribution. Journal of Coastal Research. 34. 15-22.
- Suastika, I.K., (2012).** A spectral model for blocking of random waves, Coastal Engineering Journal, 54 (02), 1250,013, doi:10.1142/S0578563412500131.
- Swart, H., and Zimmerman, J.T.F., (2009).** Morphodynamics of Tidal Inlet Systems. Annual Review of Fluid Mechanics. 41. 10.1146/annurev.fluid.010908.165159.
- Tanya, M.B., (2019).** Review of Coastal Tidal Inlet Morphodynamics in the Context of Barrier-Inlet Sustainability. Coastal Inlets Research Program. US Army Corps of Engineers, Engineer Research and development center. August 2019, 61 P.
- Temmerman, S., Bouma, T.J., Govers, G., Wang, Z.B., De Vries, M.B., Herman, P.M.J., (2005).** Impact of vegetation on flow routing and sedimentation patterns: three-dimensional modeling for a tidal marsh. J Geophys Res 110 : F04019. <https://doi.org/10.1029/2005JF000301>
- Tessier, F., (1952).** Contribution à la stratigraphie et à la paléontologie de la partie ouest du Sénégal (Crétacé et Tertiaire). Bull. Dir. Mines AOF, 14, 2T, 571 p.
- Thiam, F., (2015).** Le littoral du Sénégal face aux tempêtes : impacts socio-économiques à partir de l'exemple de Rufisque. Mémoire, Chaire UNESCO, Gestion Intégrée et Développement Durable du Littoral Ouest Africain. Université cheikh anta diop, 117p.
- Thieler, E.R., and Hammer-Klose, E.S., (2000b).** National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-level Rise: Preliminary Results for the U.S. Atlantic Coast. United States Geological Survey (USGS), Woods Hole, Massachusetts.
- Thomas Y.-F., and Diaw A.T., (1997).** Suivi (1984-1993) de la rupture de la flèche de Sangomar, estuaire du Saloum, Sénégal. Photo-Interprétation, no 3-4, p 199-204.
- Thornton, J.A., McComb, A.J., and Ryding, S.O., (1995).** The role of sediments, In: McComb A.J., (ed.), Eutrophic shallow estuaries and lagoons. Boca Raton, Florida: CRC Press, pp. 205-223.

- Thuy, V.T. T., Nielsen, P., and Callaghan, D.P., (2013).** Inlet morphodynamics during a storm event inferred from tidal records: a case study of the Brunswick River, NSW, Australia. *International Journal of Engineering Research* 2 (2) 38-43.
- Thuy, V.T.T., (2013).** “Aspects of Inlet Geometry and Dynamics”. Ph.D. Thesis, School of Civil, The University of Queensland, Australia.
- Timmermans, B.W., Gommenginger, C.P., Dodet, G., Bidlot, J.R., (2020).** Global wave height trends and variability from new multimission satellite altimeter products, reanalyses, and wave buoys. *Geophys. Res. Lett.*, 47, e2019GL086880.
- Tittensor, D.P., Walpole, M., Hill, S.L., Boyce, D.G., Britten, G.L., Burgess, N.D., etc. and Baumung, R. (2014).** A mid-term analysis of progress toward international biodiversity targets [archive]. *Science*, 346(6206), 241-244.
- Tolman, H.L., (1997).** User Manual and System Documentation of WAVEWATCH-III, Version 1.15; NOAA/NWS/NCEP/OMB Technical Note 151; US Department of Commerce: Washington, DC, USA, 1997; 97p.
- Tolman, H.L., (1999).** User Manual and System Documentation of WAVEWATCH-III, Version 1.18; NOAA/NWS/NCEP/OMB Technical Note 166; US Department of Commerce: Washington, DC, USA, 1999; 110p.
- Tolman, H.L., (2009).** User manual and system documentation of WAVEWATCH III TM version 3.14, Technical note, MMAB Contribution, (276).
- Tolman, H.L., (2009).** User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III, Version 3.14; NOAA/NWS/NCEP/MMAB Technical Note 276; US Department of Commerce: Washington, DC, USA, 194p.
- Tolman, H.L., Booij, N., (1998).** Modeling wind waves using wavenumber direction spectra and a variable wavenumber grid. *Glob. Atmos. Ocean Syst.*, 6, 295–309.
- Townend, I., (2005).** An examination of empirical stability relationships for UK estuaries, *Journal of Coastal Research*, pp. 1042–1053, doi:10.2112/03-0066R.1.
- Tracy, F.T., Tracy, B., Resio, D.T., (2006).** ERDC MSRC Resource; Technical Report Fall 2006; US Army Corps of Engineers: Washington, DA, USA.
- Tran, T.T., (2011).** Morphodynamics of seasonally closed coastal inlets at the central coast of Vietnam. PhD Thesis, Delft University of Technology, Delft, 208 pp.
- Tran, T.T., and Stive, M.J.F., (2009).** Coastal inlets and estuaries along the central coast of Vietnam. 3rd Int. Conf. on Estuaries and Coasts (ICEC-2009), Sendai, Japan: 894-901.
- Tropis., (2004),** Audit environnemental du bassin versant de la Somone, Rapport, GIRMAC, 147 p.
- Tropis., (2021).** Réalisation des études techniques complémentaires et contrôle des travaux pour le dragage de la Lagune de Somone et le reprofilage
- Tucker, M.J., and Pitt, E.G., (2001).** Waves in ocean engineering. Elsevier ocean engineering book series vol. 5, Elsevier, Amsterdam, 521 p.
- Tung, T.T., Stive, M.J.F., van de Graaff, J. and Walstra, D.J.R., (2007).** Morphological Behaviour of Seasonal Closure of Tidal Inlets. *Coastal Sediments '07*, New Orleans, Louisiana. ASCE, 239:123-123.

- Tung, T.T., Walstra, D., van de Graaf, J., and Stive, M.J., (2009).** Morphological modeling of tidal inlet migration and closure, pp. 1080–1084.
- TURMINE., (2001).** Les variations spatio-temporelles des marais à mangrove et de leur hydrodynamisme en Afrique de l'Ouest entre la Petite côte et la Guinée (Géomorphologie et Télédétection), Mémoire de DEA, Université Paris VII-Denis Diderot, 106p.
- UEMOA., (2010).** Regional Study for Shoreline Monitoring and Drawing up a Development Scheme for the West African Coastal Areas: Diagnostic. Report number 4. Ouagadougou.
- Umlauf, L., and Burchard, H., (2003).** A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. *J. Mar. Res.*, 6, pp. 235-265.
- UNIDO., (2011).** The Economic and Social Value of The Guinea Current Ecosystem—A First Approximation. Interim Guinea Current Commission/ UNIDO.
- van de Kreeke, J., (1985).** Stability of tidal inlets- Pass Cavallo, Texas. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21 (1): 33-43.
- van de Kreeke, J., (1990a).** Can multiple tidal inlets be stable? *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 30 (3): 261-273
- van de Kreeke, J., (1990b).** Stability analysis of a two-inlet bay system. *Coastal Engineering*, 14 (6):481-497.
- van der Wegen, M., and J. A. Roelvink (2008).** Long-term morphodynamic evolution of a tidal embayment using a two-dimensional, process-based model, *Journal of Geophysical Research*, 113 (C3), doi:10.1029/2006JC003983.
- Vikas, M., Amaranatha, N., Subba, R., Jaya, S., (2015).** Classification of Tidal Inlets Along the Central West Coast of India. *Procedia Engineering*. 116. 912-921. 10.1016/j.proeng.2015.08.381.
- Villaret, C., Hervouet, J.-M., Kopmann, R., Merkel, U., and Davies, A.G., (2013).** Morphodynamic modeling using the Telemac finite-element system, *Computers & Geosciences*, 53, 105–113, doi:10.1016/j.cageo.2011.10.004.
- Vitousek, P.M., Mooney, H.A., Lubchenko, J., and Mellilo., J.M., (1997).** Human domination of Earth's ecosystem. *Science* 277 : 494–499.
- WACA., (2020).** Un Littoral Résilient, des Communautés Résilientes, Rapport Annuel 2020, Programme de Gestion du Littoral Ouest-Africain ; World Bank Group : Washington, DC, USA, 2020 ; 80p.
- Wainwright, D.J., (2012).** Dynamic Modelling of Coastal Lagoon Opening Processes. PhD Thesis, University of Queensland, Brisbane, 298 pp.
- Wamdi, Group., (1988).** The WAM model—A third generation ocean wave prediction model. *J. Phys. Oceanogr*, 18, 1775–1810.
- Wang ZB, Jeuken CJ, De Vriend HJ (1999).** Tidal asymmetry and residual sediment transport in estuaries: a literature study and application to the Western Scheldt. *Delft Hydraulics: Delft*. 66 pp.
- Wang, Z.B., Townend, I., Stive, M., (2020).** Aggregated morphodynamic modelling of tidal inlets and estuaries. *Water Science and Engineering*. 13. 10.1016/j.wse.2020.03.004.

- Wargula A., B. Raubenheimer, and Elgar, S., (2018b).** " Curvature- and Wind-Driven Cross-Channel Flows at an Unstratified Tidal Bend," *Journal of Geophysical Research: Oceans* (Volume 123).
- Wargula, A., (2017).** " Wave-, Wind-, and Tide-Driven Circulation at a Well-Mixed Ocean Inlet," Ph.D. Thesis, MIT/WHOI Joint Program in Oceanography
- Wargula, A., Raubenheimer, B., and Elgar, S., (2013).** "The Effects of Wave Forcing on Circulation at New River Inlet, NC," *Proceedings of Coastal Dynamics*, ASCE.
- Wargula, A., Raubenheimer, B., and Elgar, S., (2014).** Wave-driven along-channel subtidal flows in a well-mixed ocean inlet, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 2987–3001, doi:10.1002/2014JC009839.
- Wargula, A., Raubenheimer, B., Elgar, S., Chen, J.-L., Shi, F., and Traykovski, P. (2018a).** Tidal flow asymmetry owing to inertia and waves on an unstratified, shallow ebb shoal. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123, 6779–6799. <https://doi.org/10.1029/2017JC013625>
- Warner, J.C., Sherwood, C.R., Signell, R.P., Harris, C.K., and Arango, H.G., (2008).** Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model, *Computers & Geosciences*, 34 (10), 1284–1306, doi:10.1016/j.cageo.2008.02.012.
- Warren, I., and Bach, H., (1992).** MIKE 21: a modelling system for estuaries, coastal waters and seas, *Environmental Software*, 7 (4), 229–240, doi:10.1016/0266-9838(92)90006-P.
- WaveWatch III R© Development Group., (2019).** User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III, Version 6.07; US Department of Commerce: Washington, DC, USA, 2019.
- Webster, I.T., Harris, G.P., (2004).** Anthropogenic impacts on the ecosystems of coastal lagoons: Modelling fundamental biogeochemical processes and management implications. *Marine and Freshwater Research*, 55, 67-78.
- Wentworth, C.K., (1922).** A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392. <https://doi.org/10.1086/622910>
- Wilcox, D.C., (1998).** Reassessment of scale determining equation for advance turbulence models. *AIAA J.*, 26, pp. 1299-1310.
- Winant, C.D., Dorman, C.E., Friehe, C.A., Beardsley, R.C., (1988).** The marine layer off northern California: An example of supercritical channel flow. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3588–3605.
- WL | Delft Hydraulics., (2011a).** Delft3D-FLOW - Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments - User Manual. Delft, the Netherlands: WL | Delft Hydraulics.
- WL | Delft Hydraulics., (2011b).** Delft3D-WAVE - Simulation of short-crested waves with SWAN - User Manual. Delft, the Netherlands: WL | Delft Hydraulics.
- Wolanski, E., (1992).** Hydrodynamics of mangrove swamps and their coastal waters. *Hydrobiologia* 247, 141–161. <https://doi.org/10.1007/BF00008214>
- Wolanski, E., Jones, M., Bunt, J.S., (1980).** Hydrodynamics of a tidal creek–mangrove swamp system. *Australian Journal of Marine and Freshwater Research* 31, 431–450.
- Wolanski, E., Mazda, Y., King, B., Gay. S. (1990).** Dynamics, flushing and trapping in Hinchinbrook Channel, a giant mangrove swamp, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 31, 555–579.

- Woolf, D.K., Cotton, P.D., Challenor, P.G., (2002).** Variability and predictability of the North Atlantic wave climate. *J. Geophys. Res.* 107, 3145.
- Wöppelmann, G., Martin, M.B., and Créach, R. (2008).** Tide gauge records at Dakar, Senegal (Africa): towards a 100-years consistent sea-level time series? European Geosciences Union, General Assembly 2008 (Vienna, Austria, 13–18th April 2008) EGU2008-A-10530.
- World Bank., (2015a).** West Africa Coastal Areas Management Program: A Partnership for Saving West Africa's Coastal Assets. <http://www.worldbank.org/en/programs/west-africa-coastal-areas-management-program>.
- Wu, W., Sánchez, A., and Mingliang, Z. (2011).** An implicit 2-D shallow water flow model on an unstructured quadtree rectangular grid, *Journal of Coastal Research*, [In Press]
- Wu, Y., Falconer, R.A., Struve, J., (2001).** Mathematical modelling of tidal currents in mangrove forests. *Environmental Modelling and Software*. 16.19-29.
- Yanenko, N.N., (1971).** The Method of Fractional Steps, the Solution of Problems of Mathematical Physics in Several Variables; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany.
- Yoshikai, M., Nakamura, T., Bautista, D.M., Herrera, E.C., Baloloy, A., Suwa, R., et al., (2022).** Field measurement and prediction of drag in a planted *Rhizophora* mangrove forest. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 127, e2021JC018320. <https://doi.org/10.1029/2021JC018320>
- Young, I.; Zieger, S.; Babanin, A., (2011).** Global Trends in Wind Speed and Wave Height. *Science* 2011, 332, 451–455.
- Zapata, C., Puente, A., García, A., García-Alba, J., Espinoza, J., (2019).** The Use of Hydrodynamic Models in the Determination of the Chart Datum Shape in a Tropical Estuary. *Water*. 11(5):902. <https://doi.org/10.3390/w11050902>
- Zeng, X., Zhao, M., and Dickinson, R.E., (1998).** Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data. *J. Clim.*, 11, pp. 2628-2644.120
- Zhang, Y., and Baptista, A.M., (2008b).** "SELFE: A semi-implicit Eulerian-Lagrangian finite element model for cross-scale ocean circulation", *Ocean Modelling*, 21(3-4), 71-96.
- Zhang, Y., Ateljevich, E., Yu, H-C., Wu, C-H., and Yu, J.C.S. (2015).** A new vertical coordinate system for a 3D unstructured-grid model, *Ocean Modelling*, 85, 16-31.
- Zhang, Y., Baptista, A.M., and Myers, E.P., (2004).** "A cross-scale model for 3D baroclinic circulation in estuary-plume-shelf systems: I. Formulation and skill assessment". *Cont. Shelf Res.*, 24: 2187-2214.
- Zhang, Y., Ye F., Stanev, E.V., Grashorn, S., (2016).** Seamless cross-scale modeling with SCHISM, *Ocean Modelling*, 102, 64-81. doi:10.1016/j.ocemod.2016.05.002
- Zhang, Y.J., Gerds, N., Ateljevich, E., Nam, K., (2020).** Simulating vegetation effects on flows in 3D using an unstructured grid model: model development and validation. *Ocean Dynamics* 70, 213–230. <https://doi.org/10.1007/s10236-019-01333-8>
- Zimmerman, J.T.F., (1981).** Dynamics, diffusion and geomorphological significance of tidal residual eddies. *Nature* 290:549–55

ANNEXES



Marcellin SAMOU SEUIJP
Doctorant, EURLIDE, EDEQUE
Marcellin.samou@yahoo.fr

MORPHODYNAMIC OF SOMONE ESTUARY, PETITE COTE, SENEGAL.



Supervisors : Xavier BERTIN (1), Issa SAKHO (2), Mohamadoul BACHIR DIOUF (3).

(1) Littoral Environnement et Sociétés (LIENSSES) - UMR 7266, La Rochelle University, France.
(2) UMR Sciences, Technologies Avancées et Développement Durable, Université Amadou Mahtar MBOW de Dakar, Dakar, Senegal.
(3) Laboratoire de Sédimentologie et de Biostratigraphie, Université Cheikh Anta DIOP de Dakar, Dakar, Sénégal.

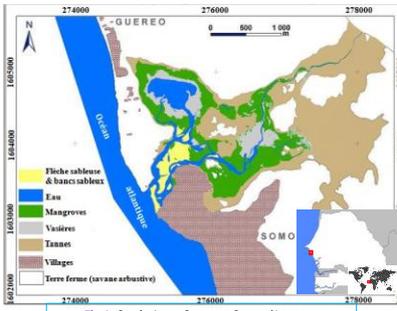


Fig.1: Study Area, Somone Coastal Lagoon.

Introduction : Coastal lagoons are among the most productive ecosystems on the planet. For their sustainable management, understanding the physical processes that govern these complex environments is essential. Located on the Senegalese small coast, *Somone* is a laguno-estuarine ecosystem abounding a great biodiversity (fisheries, migratory birds, mangroves, etc.) and is an important biological resting and spawning area (Fig.1). Efforts to conserve biodiversity and preserve economic activities for local populations, such as oyster farming, fishing and tourism, led to the establishment of Somone lagoon as a Nature Reserve of Community Interest in 1999, later as a Ramsar site in 2015, then recently in 2020, Somone has become a Marine Protected Area (MPA). Despite its importance in the local socio-economic sectors and in maintaining biodiversity, the lagoon-estuary system of the Somone is extremely sensitive to any disturbance (natural or anthropogenic). The Somone lagoon is a coastal ecosystem with fragile balances (Sakho, 2011). The mangrove forest, which represents the main characteristic of this coastal system, is essentially controlled by the morphodynamics of the mouth. The interactions between tides and the waves lead to the rapid migration of sediments from the banks and sometimes the total closure of the mouth (historical events of 1967-69 and in 1987). To date, few studies have been conducted on the hydro and sedimentary dynamics that govern the morphodynamic evolution of this system. To contribute to the preservation of the ecological integrity of this lagoon and the promotion of sustainable local development, our research aims to study the hydro-sedimentary dynamics of the Somone tidal mouth (Petite Côte, Senegal), by combining in situ observations and numerical modelling.

Objective : study by modeling the key processes of hydrodynamic circulation in the Study Area, Tide propagation, Wave climatology (extreme events /conditions), their impact on sediment transport and morphodynamic evolution.

Fields Campaign/Data Collection :

- ❖ Characterize the Morphology of the Lagoon System through Topography, Bathymetry and Sediment Granulometry
- ❖ Hydrodynamics parameters : Water Levels (Pressure Sensors) and Tidal Currents (Aquadopp) ;
- * **Permanent Online Data for Tide Elevation :** Dakar Tide Gauge Measurements

Modelisation :

SCHISM hydrodynamic model (Zhang et al., 2016) is implemented both in 2D, 3D barotropic Mode on the Senegalese Small Coast, with high resolution in Somone Lagoon. Domain extends from the Dakar peninsula (in the north) to Palmarin (in the south) with a spatial resolution locally reaching 8 m in Somone and 2 Km Offshore (Fig.2).

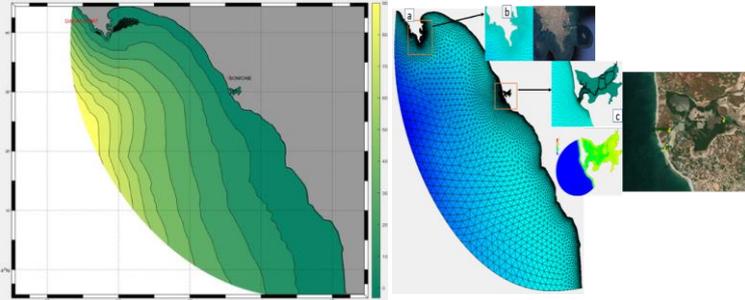


Fig.2 : Study Area Bathymetry (A) and (B) Sampling Stations Positions (aDakar, b-Port, c-Somone Lagoon).

RESULTS:

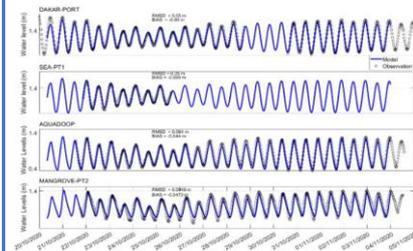


Fig.3: Water Level Validation (Dakar tide Gauge and Somone Lagoon).

(1) Field Observations have shown a strong **distortion** of the tide in **Somone lagoon** leading to a difference in intensities of tidal currents of Floods and ebbs and their respective durations. Somone is dominated by the ebb which is **50% stronger than the flood** (during Spring tides). The Seasonal observation of tide (Fig.4), show a longer Ebb times (+3 hrs) with tide small Tidal Range.

(2) Validation of the tidal circulation shows a good adequation between the observe elevations and current (Fig.3, Fig.5, Fig.6). Model takes into account the complex effects of friction by the mangrove and the Bathymetric.

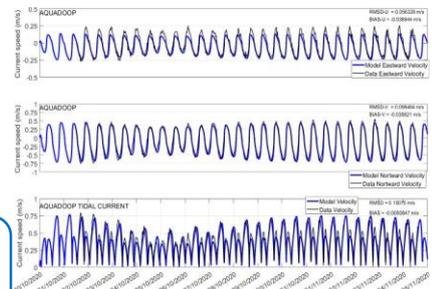


Fig.5: Tidal Currents Validation.

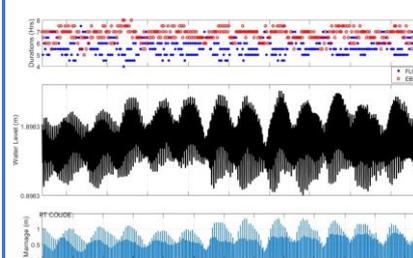


Fig.4: Tide Seasonal Cycle, comparison between Ebb and Flood duration

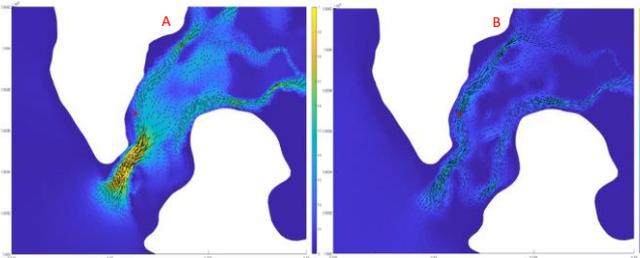


Fig.6: Flood (A) and Ebb (B) Currents during spring tide (30 November 2020 (~12hrs, Fig.5), Red staris Aquadopp.

CONCLUSION : Tidal Validation shows a good fit between *in situ* water level measurements and model simulations, with respective root mean square errors (RMSD) of 0.05 m for offshore stations (Port Dakar; Somone); 0.06 m at the entrance of Somone Lagoon, and about 0.09 m in the mangrove areas. Similarly, the tidal currents of the model are in line with the observations. These results are obtained in agreement with other authors (Sathyanathan et al., 2013) and (Alamsyah et al., 2014) on study areas with similar characteristics. These results show a strong distortion of the tide in Somone with ebbs that are both longer in terms of duration and currents (+ 50 %) than Flood. This process results from both the complex bathymetry of the system and the friction associated with the mangrove forest. With this valid water circulation in the Lagoon, the study will now focus of sediment transport.

ACKNOWLEDGMENT : This work is carried out with funding from the West African Coastal Area (WACA) project.

References :

Alamsyah Kurniawan, G.M. Jahid Hasan, Seng Keat Ooi, Lee Wei Kit, Lay Leng Loh, Stéphane Bayen, 2014. Understanding Hydrodynamic Flow Characteristics in a Model Mangrove Ecosystem in Singapore, ISSN 2212-6708, <https://doi.org/10.1016/j.apscie.2014.10.054>.
Sakho, I. Evolution et fonctionnement hydro-sédimentaire de la lagune de la Somone, Petite Côte, Sénégal. Sciences de l'environnement Université de Rouen ; Université Cheikh Anta Diop de Dakar, Sénégal, 2011.
Sathyanathan Rangarajan, Deeptha Thattai., 2013. Numerical Simulation of Tidal Circulation in the Pichavaram Mangrove Estuary. International Journal of Research in Engineering and Technology, eISSN: 2319-1163 | pISSN: 2321-7308
Zhang, Y., Ye, F., Stanev, E.V., Grashorn, S. (2016). Seamless cross-scale modeling with SCHISM, Ocean Modelling, 102, 64-81. doi:10.1016/j.ocemod.2016.05.002

