



HAL
open science

Les systèmes littoraux de Mayotte : Dynamiques hydro-sédimentaires dans un contexte de subsidence rapide

Sarah Charroux

► **To cite this version:**

Sarah Charroux. Les systèmes littoraux de Mayotte : Dynamiques hydro-sédimentaires dans un contexte de subsidence rapide. Géographie. Université de la Réunion, 2023. Français. NNT: . tel-04428839

HAL Id: tel-04428839

<https://hal.science/tel-04428839>

Submitted on 31 Jan 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.



Université de la Réunion – École doctorale Sciences humaines et sociales

Laboratoire de recherche : ESPACE-DEV, Univ Montpellier, IRD, Univ Antilles, Univ Guyane, Univ Réunion, Montpellier, France.

Centre Universitaire de Recherche et de Formation de Mayotte, Itoni, Mayotte, France.

Les systèmes littoraux de Mayotte : Dynamiques hydro-sédimentaires dans un contexte de subsidence rapide

Thèse pour obtenir le grade de docteur de l'Université de la Réunion

Discipline : Géographie physique, humaine, économique et régionale

Présentée et soutenue publiquement par

Sarah CHARROUX

Le 23 novembre 2023

Sous la direction de Gwenaëlle PENNOBER et Matthieu JEANSON

Composition du jury

Bertin Xavier	Directeur de Recherche, CNRS, UMR LIENSS	Examineur
Delacourt Christophe	Professeur, Université Bretagne Ouest, UMR Geo ocean	Rapporteur
Dolique Franck	Professeur, Université des Antilles, UMR BOREA	Examineur
Turki Imen	Maitresse de conférences, Université de Rouen, UMR M2C	Rapporteur
Jeanson Matthieu	Maitre de conférences, CUFR de Mayotte, UMR Espace Dev	Co-encadrant
Pennober Gwenaëlle	Professeure, Université de la Réunion, UMR Espace Dev	Directrice de thèse
Belon Rémi	BRGM Réunion	Invité

Remerciements

L'aboutissement de ce travail n'aurait pu se faire sans le soutien, l'accompagnement, les encouragements et la participation de nombreuses personnes, que je tenais à remercier sincèrement. Mes premières pensées vont bien évidemment à ma direction : Mattieu Jeanson et Gwenaëlle Pennober, qui ont été de véritables mentors, toujours bienveillants et à l'écoute. Matthieu, merci pour ta confiance, ton accueil, tes précieux conseils et ton soutien aussi bien professionnel que personnel. Tu es bien plus qu'un simple encadrant et avoir eu l'opportunité de travailler avec toi était une véritable chance, mille mercis ! Gwen, merci de ton investissement et tes retours toujours pertinents malgré la distance. Merci à tous les deux de m'avoir épaulée et accompagnée (tout en acceptant mon caractère parfois bien trempé).

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers les membres de mon jury, d'avoir accepté l'invitation à évaluer ce travail de recherche, pour leurs conseils et leurs bienveillances.

Je tiens à exprimer ma gratitude à l'unité Risque de la DEAL (Direction de l'Environnement, de l'Aménagement et du Littoral) de Mayotte ainsi qu'au CUFR (Centre Universitaire de Formation et de Recherche) de Mayotte pour leur précieux soutien financier tout au long de ma thèse. Votre investissement dans ce projet de recherche a été essentiel pour sa réalisation et a grandement contribué à son succès. Merci à tous les membres de l'observatoire du littoral de Mayotte, aux membres de l'UMR Espace-Dev, et plus particulièrement aux membres des GDR ETRE et LADIVA auquel je suis rattachée depuis le début de cette thèse et qui m'ont permis d'échanger avec de nombreux chercheurs du domaine littoral et de la télédétection.

Je remercie grandement les membres de mon comité de thèse. France Floch et Mouncef Sedrati, qui m'ont suivi, aiguillé, soutenu et encouragé depuis la licence (France) et le master (Mouncef) et jusqu'à la rédaction de cette thèse. France, merci de m'avoir transmis ta passion pour la dynamique littorale autour d'un café au CROUS de Brest en 2017, puis tout au long de la suite de mes études. Mouncef quant à toi, merci de m'avoir fait découvrir les littoraux tropicaux au travers de ce stage de Master 1 en Malaisie. Cette expérience a été sans aucun doute le début d'une longue histoire tropicale. Merci à vous deux pour vos conseils tout au long de cette thèse. Je remercie également les deux autres membres de mon comité de suivi de thèse, merci, Claire Gollety et Rodolphe Devillers d'avoir été les garants du bon déroulé de cette thèse. Merci pour votre soutien dans les moments de doutes et de votre bienveillance. Claire, merci pour nos repas discussions et merci Rodolphe, pour ton aide à distance et pour notre rencontre enrichissante en Afrique du Sud. Bien qu'il ne fasse pas officiellement partie du comité de suivi de cette thèse, je tenais à remercier chaleureusement Emmanuel Cordier pour son aide sur la programmation des capteurs de pression et le traitement des données.

I'd also like to extend a special thanks to Timothy Poate and Christopher Stokes (CMAR, Plymouth). Tim and Kit, thank you for your confidence in my Master 2 internship, but also for teaching me Xbeach modelling and most of my English skills. Kit, thank you for being so patient with me and for agreeing to help me so quickly whenever I got stuck during this phd sudy. It was a real pleasure working with you both.

Merci à l'ensemble des membres du centre universitaire de Mayotte (CUFR). Aline, merci pour ton aide précieuse en télédétection. Sans toi, une partie de cette thèse serait nettement moins aboutie. Merci également pour ton soutien et pour tous les conseils, aussi bien professionnels que personnels. Merci à Yann, le chef terrain, un vrai poisson capable d'aller poser des capteurs partout, tout le temps ! Merci à François Xavier, pour ton aide aussi bien sur le terrain que pour les questions techniques sur QGis ou sur Python. Manu, merci de m'avoir permis d'embarquer sur le Marion Dufresne pour enfin « voir » ce fameux volcan. Merci à Zaina pour ton

aide au labo et pour avoir supporté le bruit de la tamiseuse bien trop longtemps ! Promis la prochaine fois on utilisera le granulomètre laser ! Merci également à tous les autres personnels du département géo/bio pour tous les bons moments au CUFR : Charles, Damien, Elliott, Laura, Marie, Matthieu LD, Moussa, Rémi, Thomas.

Merci à tous les nombreux collègues de bureau que la « salle stagiaire » a vu défiler depuis le début de cette thèse. Merci pour les fous rires, les discussions, les batailles pour la température de la clim : Anliati, Ayad, Axel, Anliati, Batule, Dimitri, Fabien, Nicolas, Sophie, Tiphaine, Thibaut merci à vous tous ! Et merci à tous les stagiaires pour leur aide sur le terrain, les bons repas partagés et les bons moments au bureau et en dehors : Anaïs, Marine, Laura, Solana (la super pilote de l'annexe), Sylvain, Seb et Victor (des poseurs de capteur hors paires), Thibaud, Audrey, Aurélien, Lyselle, Clément, Lucie, Lucas, Lysandre, Nicolas, Simon. Anliati, Marta et Sophie, merci pour ce chouette colloque en Afrique du Sud et merci de m'avoir suivi dans mes plans parfois un peu louches pour visiter Port Elizabeth et l'*Addo park*. Sophie, ma copine de thèse/coloc/cobureau/organisatrice de soirée... Merci pour tous ! Pour ton aide au début à Mayotte, pour les fous rires dans le bolide, pour la pose des capteurs quand mes oreilles étaient cassées, pour les (longues) nuits de suivi tortues, merci pour ton soutien et merci pour tous les gâteaux au chocolat dont la recette est secrète ! Courage pour la fin de la thèse et pour tout le reste !

Merci également aux copains d'ici et d'ailleurs ! Briec, Sophie, Lou, Clem, pour cette année de coloc ensemble (les bananiers s'en souviendront longtemps...); Élodie d'avoir accepté que je squatte chez vous si souvent ; Ayad (et Yaëlle) tu seras toujours le bienvenu à la maison et promis on te garde ta place sur le canap ; Solana (et François) pour les super moments à Mayotte et à la Réunion (hâte de vous retrouver !!) ; LA Dream Team (Pierre et Paupau) pour les bons moments à distance (promis on va se les faire ces retrouvailles) ; Solène pour son soutien sans faille, pour les petites reformulations et pour les vocaux de soirées ; Clara, Elo et Maelle, merci pour votre amitié incroyable, pour les visio et pour les soirées. Merci de ne pas avoir hésité à prendre un billet d'avion et parcourir les 10 000 km qui nous séparaient pour venir me rendre visite, ces moments resteront à jamais marqués ! Maelle, je te devance de quelques mois seulement alors bon courage pour cette dernière année et à très très vite pour fêter tout ça !! Thibaut, Anna, Simon (et Yuki), vous êtes bien plus que des colocs ! Une famille loin de la métropole, un pilier de soutien et une source d'inspiration. Tous les moments partagés ont contribué à rendre la vie ici encore plus chouette et cette fin de thèse moins compliquée, merci. Maintenant place à plein de nouvelles histoires (et à encore plus de plantes) ! Plus qu'un simple coloc, un immense merci à Thibaut. Tu as été ma bouée de sauvetage (au sens figuré comme au sens propre) depuis maintenant 3 ans. Merci pour tes conseils et tes nombreuses relectures, merci aussi pour ton humour douteux, notre collection de rhum, LA plage du dimanche, pour Rodrigues et pour tout le reste, ce n'est que le début !

Je tiens à remercier ma famille qui bien qu'ils n'aient pas toujours bien compris en quoi consistait cette thèse, ont chacun à leur façon participé à la réussite de cette thèse. Et non les cousins, je ne suis toujours pas capable de vous dire le nombre de grains de sable exacts sur les plages.

Enfin, merci à mes parents et à ma petite sœur qui m'ont soutenu pendant toutes ces années. Sans vous rien ne serait pareil. Merci de votre soutien sans faille. Merci de m'avoir toujours laissé suivre ma passion, la voie que je souhaitais, et suivi, quels qu'aient été mes choix durant toutes ces années d'études !

Merci à tous !

À Boby, et à mes merveilleux parents

Sommaire

Remerciements	i
Sommaire	iii
Introduction Générale	1
CHAPITRE I. Environnement récifal et conditions de mise en place des plages de poche	7
Introduction	8
I.1 Récifs coralliens et conditions de mise en place	9
I.2 Mayotte, un ensemble biogéomorphologique remarquable	29
I.3 Conditions de caractérisation du système de plage d'arrière-récif	56
Conclusion	64
CHAPITRE II. Présentation des sites d'étude et méthodologie	67
Introduction	68
II.1 Caractéristiques géographiques des sites d'étude	69
II.2 Approche méthodologique	77
Conclusion	108
CHAPITRE III. Dynamique hydrosédimentaire saisonnière des plages de poche de Mayotte	109
Introduction	110
III.1 Conditions de forçages météo-marins	111
III.2 Variations morphologiques saisonnières des plages de poches	117
Discussion et synthèse	162
CHAPITRE IV. Évolution des limites des habitats du platier, de la topographie côtière et du trait de côte : analyse intégrée des changements dans les environnements littoraux de Mayotte	165
Introduction	166
IV.1 Dynamiques spatio-temporelles sur le site de Mtsamboro	168
IV.2 Dynamiques spatio-temporelles sur le site de Sakouli	175
IV.3 Dynamiques spatio-temporelles sur le site de Bandrélé	181
IV.4 Dynamiques spatio-temporelles sur le site de Ngouja	188
Discussion et synthèse	193
CHAPITRE V. Discussion générale	197
Introduction	198
V.1 Saisonnalité des forçages météo-marins et de la réponse morphologique de la côte	200
V.2 Facteurs de contrôle de l'impact à court terme d'une élévation rapide du niveau marin à Mayotte	206
V.3 Vers une modélisation	213
Conclusion	217
Conclusion générale et perspectives	219
Références bibliographiques	224
Table des matières	262
Liste des figures	267
Liste des tableaux	275
Résumé	277
Abstract	278

Introduction Générale

“It is the theory that decides what we can observe.”

Albert Einstein

Contexte de recherche

Les littoraux sont les lieux de rencontre entre les terres émergées, l’océan et l’atmosphère. De ce fait, la morphologie et la dynamique des littoraux sont le produit croisé et imbriqué de plusieurs phénomènes complexes s’opérant à des échelles spatio-temporelles variées, depuis la réponse immédiate des particules sédimentaires à l’impact d’une vague ou de trains de houles, jusqu’à des changements morphologiques qui peuvent se dérouler sur plusieurs kilomètres et siècles ou millénaires en lien avec les changements climatiques et leurs corollaires les variations du niveau des mers. Ces interactions s’inscrivent dans une boucle de rétroaction morphodynamique généralisée entre les processus hydrodynamiques (vagues et autres contrôles environnementaux tels que les marées), le transport des sédiments (mouvement) et la morphologie (forme), qui s’étend sur de multiples échelles spatiales et temporelles (Figure 0-1) (Wright and Thom, 1977).

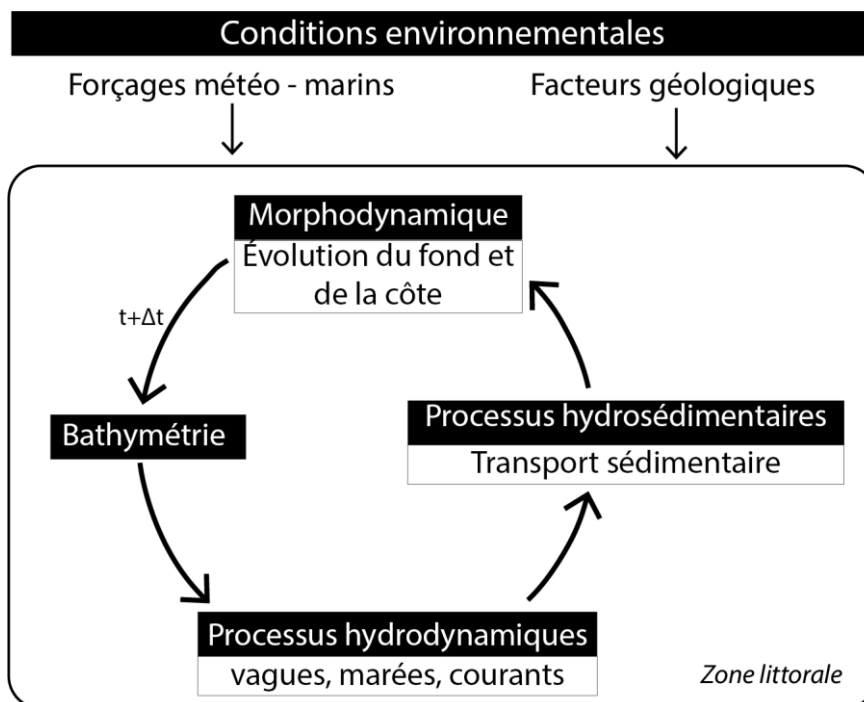


Figure 0-1 : Boucle de rétroaction intégrant les différents mécanismes physiques en jeu dans la zone littorale, modifiée d’après Cowell and Thom (1994) et Masselink., et al., (2014).

À l’échelle mondiale, les plages sableuses occuperaient 31 % des littoraux non recouverts de glace (Luijendijk *et al.*, 2018). Classiquement trois types de plages peuvent être distinguées : les cordons adossés à un escarpement prenant le nom de plage de poche pour les plus petites, les plages ouvertes (ou rectilignes) associées en général à des cordons dunaires plus ou moins développés et les flèches sableuses parfois appelées plages fuyantes.

Présentes dans le monde entier, les plages de poches sont caractérisées par la présence de promontoires, ou d’éléments anthropiques, permettant l’accumulation de sédiments en limitant le transport sédimentaire. Ces plages se trouvent fréquemment à l’embouchure des systèmes estuariens,

entre des promontoires rocheux vestiges de vallées fluviales ennoyées (Bishop and Cowell, 1997) ou sont des indentations côtières de petite surface où des poches de sédiments s'accumulent (Short and Masselink, 1999; Daly *et al.*, 2014; Horta *et al.*, 2018). Leur morphodynamique se distingue de celle des plages à côte « rectiligne » en raison des contrôles géologiques exercés sur leur morphodynamique, induisant une réduction des échanges sédimentaires avec l'extérieur des promontoires rocheux (Short and Masselink, 1999). Ces promontoires altèrent la propagation des vagues en les réfractant et les diffractant autour d'eux (Dehouck *et al.*, 2009; Loureiro *et al.*, 2012). Ainsi, leur présence permet à de nombreuses plages de poches d'être considérées comme des systèmes sédimentaires fermés, avec un transport sédimentaire limité à l'intérieur de la plage (Gallop *et al.*, 2012). Cependant, lorsque les baies ont une indentation peu profonde, que les plages subissent une forte obliquité des vagues ou que le système est dominé par les courants de marée, alors des mouvements sédimentaires longitudinaux avec l'extérieur de la plage peuvent se produire (McCarroll *et al.*, 2018; Valiente *et al.*, 2019). Outre les promontoires, d'autres caractéristiques géologiques telles que les récifs rocheux ou coralliens et les îles adjacentes peuvent également influencer les réponses morphodynamiques des plages de poches (Bryan *et al.*, 2013; Gallop *et al.*, 2020).

Occupant une superficie totale d'environ 284 000 km² (Spalding and Jackson, 2001), les récifs coralliens sont des constructions biologiques qui se développent sur les côtes tropicales et subtropicales. Leur présence impose des contraintes horizontales (formes) et verticales (profondeur) sur l'espace disponible pour le développement des plages et régule la mobilité des sédiments (Gore *et al.*, 2019). La complexité topographique liée à la présence de ces bioconstructions se traduit par une remontée brutale des fonds (pente externe/crête récifale) et une rugosité élevée et une dissipation par friction des vagues plus importante que dans d'autres environnements côtiers (Harris *et al.*, 2018). En atténuant une grande partie de l'énergie des vagues incidentes, les récifs coralliens jouent donc un rôle crucial dans la protection des côtes tropicales (Ferrario *et al.*, 2014). Les récifs coralliens constituent ainsi une barrière naturelle efficace contre les vagues et ils ont facilité le développement de plages sableuses biodétritiques et l'implantation humaine sur les côtes et les îles récifales par les aménités que ces littoraux offrent. À l'échelle mondiale, en 2014, environ 20 % de la population, soit plus de 1,3 milliard de personnes résidaient sur des côtes tropicales (Sale *et al.*, 2014). Les études sur la croissance démographique révèlent une augmentation exponentielle de la population dans les années futures (Bukvic *et al.*, 2020). Cette croissance démographique s'accompagne d'un développement côtier accru, une tendance qui devrait se poursuivre dans un avenir proche (Nicholls *et al.*, 2007). Toutefois, sous l'effet des pressions anthropiques et du changement climatique, l'état de santé des récifs coralliens et le budget sédimentaire se dégradent considérablement ce qui pourrait avoir un impact négatif sur la capacité de ces écosystèmes à protéger les littoraux (De'Ath *et al.*, 2012; Ferrario *et al.*, 2014; Quataert *et al.*, 2015). Une perte de coraux vivants pourrait entraîner un abaissement de l'altitude des crêtes récifales et une réduction de la complexité structurelle des récifs et, par conséquent, de la dissipation frictionnelle des vagues (Harris *et al.*, 2018). Une dissipation plus faible se traduirait alors par des hauteurs de vagues plus importantes et par une érosion marquée des zones littorales récifales (Quataert *et al.*, 2015). En outre, si les récifs

coralliens ne parviennent pas à s'élever à un rythme suffisant pour compenser l'élévation prévue du niveau de la mer, cela pourrait entraîner une diminution de la dissipation de l'énergie des vagues à la crête du récif. Par conséquent, des vagues de plus grande amplitude pourraient se propager dans les environnements situés à l'arrière du récif (Quataert *et al.*, 2015). Ainsi, la population totale exposée aux inondations côtières pourrait être multipliée par trois d'ici 40 ans en raison des effets combinés de l'élévation du niveau de la mer, de l'affaissement des sols, de la croissance démographique et de l'urbanisation côtière (Nicholls *et al.*, 2008a).

Problématiques et objectifs de la thèse

Mayotte est un archipel d'origine volcanique situé dans l'océan Indien entre Madagascar et le continent africain. Il est caractérisé par l'existence d'un vaste complexe récifo-lagonaire ayant permis le développement d'un littoral diversifié composé aussi bien de falaises rocheuses, que de plages de poches et de baies sablo-vaseuses à mangroves. Cependant, l'équilibre dynamique de ces environnements littoraux est menacé par une forte croissance démographique et économique (passant de 63 hab.km⁻² en 1958 à 802 hab.km⁻² en 2021) (Morando, 2007; Seguin *et al.*, 2023) ainsi que par les conséquences des changements globaux (dérèglements climatiques, hausse du niveau marin par exemple). Mayotte est également soumise, depuis mai 2018, à une crise volcanique qui a entraîné entre mai 2018 et juillet 2020 une subsidence d'environ 20 cm. En seulement deux ans, Mayotte a connu une élévation relative de son niveau marin de près de la moitié du scénario le plus optimiste d'élévation du niveau de la mer à l'horizon 2100 (+0,43 m) (IPCC, 2019). Cette crise fait donc de Mayotte un site exceptionnel pour observer la réponse morphodynamique des plages récifales à une élévation rapide du niveau de la mer. Alors que les conséquences d'une élévation du niveau de la mer sur les communautés récifales (Woodroffe and Webster, 2014; Camoin and Webster, 2015; Kuffner, 2018) et sur les variations de l'hydrodynamisme au-dessus des récifs (Grady *et al.*, 2013; Baldock *et al.*, 2015) sont relativement bien connues, la réponse morphologique des plages de poches bordées de récif reste encore mal appréhendée. Ainsi, l'objectif de cette thèse est de **comprendre l'impact de l'élévation relative du niveau marin sur la morphodynamique des littoraux de Mayotte**. Pour atteindre cet objectif, plusieurs questions clés sont abordées : (1) **Quelle est la dynamique morphosédimentaire actuelle et comment est-elle influencée par les forçages hydrodynamiques ?** (2) **Quelle était la dynamique côtière préexistante avant le début de la subsidence ?** (3) **Comment les littoraux pourraient-ils réagir face à différents taux de variations de la hauteur d'eau ?** En répondant à ces questions, nous visons à obtenir une compréhension approfondie de l'interaction entre les forçages hydrodynamiques, les processus sédimentaires et les changements environnementaux afin de mieux évaluer les impacts actuels et futurs de l'élévation du niveau marin sur les littoraux de Mayotte. Pour répondre à ces questions, des études de la morphologie, de l'hydrodynamisme et de la sédimentologie ont été réalisées sur différentes plages. En complément, une approche par modélisation a été effectuée afin de déterminer les impacts morphologiques potentiels liés à une poursuite de la montée du niveau marin (reprise de la subsidence), ou à l'inverse, une baisse du niveau marin relatif (soulèvement de l'île). Les résultats de

cette thèse contribueront à une **meilleure compréhension des mécanismes sous-jacents à la dynamique hydrosédimentaire des littoraux tropicaux en contexte d'élévation rapide du niveau marin**. Ils fourniront également des **informations importantes pour l'élaboration de stratégies d'adaptation et d'une gestion côtière durable dans ces régions sensibles**.

Structure du manuscrit

Pour répondre aux différents objectifs de cette thèse, le manuscrit est articulé autour de cinq chapitres. Le **premier chapitre** est consacré à un **état des connaissances** sur les environnements récifaux et conditions de mise en place des plages de poches. Ce chapitre présente également un aperçu des conditions de caractérisation du système plage en contexte récifal. Dans le **chapitre 2**, une **présentation des sites d'étude**, ainsi qu'une description détaillée de **l'approche méthodologique** utilisée pour mener les expérimentations *in situ*, le suivi par télédétection et l'approche de modélisation, est effectuée. Ce chapitre met l'emphase sur les diverses techniques de traitement et d'analyse des données. Les deux chapitres suivants regroupent les résultats. Le **chapitre 3** expose **les dynamiques hydrosédimentaires saisonnières** actuelles des plages de poches de Mayotte. Cette évolution se base sur l'étude des processus hydrodynamiques, sédimentaires et morphologiques des sites d'étude aux différentes saisons. Le **chapitre 4** est consacré aux **caractéristiques dynamiques des sites d'étude et leur évolution pré et post-subsidence**. L'estimation de cette évolution se base sur l'analyse diachronique d'images satellitales, de photographies aériennes et d'archives topographiques. Le **chapitre 5** propose une **discussion et une mise en perspective** de ces résultats et apporte les prémices des évolutions futures au travers d'une approche par modélisation. Une **conclusion générale** rappelle le contexte et les choix méthodologiques, les principaux résultats et les perspectives d'améliorations et d'applications.

CHAPITRE I. Environnement récifal et conditions de mise en place des plages de poche

*“We live on an island surrounded by a sea of ignorance. As our
island of knowledge grows, so does the shore of our ignorance.”*

John Archibald Wheeler

Introduction

Les littoraux des zones tropicales et subtropicales sont caractérisés par une variété d'environnements sédimentaires. Leurs conditions environnementales spécifiques leur permettent de développer des écosystèmes uniques tels que les récifs coralliens. Ces récifs sont formés par la concentration de structures coralliennes et de sédiments carbonatés. Ils sont considérés comme les écosystèmes les plus riches et les plus diversifiés de la planète, abritant une grande diversité taxonomique (poissons, crustacés, et autres organismes marins) (Knowlton *et al.*, 2010). La formation de ces récifs est conditionnée par la production carbonatée des coraux sur des milliers d'années, nécessitant des conditions environnementales particulières (Spalding and Jackson, 2001). Cependant, les récifs coralliens sont vulnérables aux stress environnementaux liés aux changements climatiques, mais aussi à la pollution ou la surpêche, pouvant endommager ou détruire ces édifices.

Tout au long de ces processus de construction, les forçages météo-marins s'exerçant sur les récifs permettent la constitution des ensembles sédimentaires liés à la présence de récifs coralliens. Parmi ces unités sédimentaires remarquables, les plages de poche d'arrière-récifs sont particulièrement intéressantes. En effet, elles sont caractérisées par leur longueur relativement faible, plus ou moins encastrées entre deux promontoires rocheux. Ce contexte délimité offre la possibilité aux scientifiques et gestionnaires d'instrumenter l'ensemble d'un site pour en caractériser les processus hydrosédimentaires qui les modèlent ainsi que les dynamiques morphologiques associées (Short and Masselink, 1999). Les modifications morphologiques et les flux de sédiments qui les caractérisent sont influencés par deux facteurs principaux : (i) le bilan sédimentaire local et (ii) l'orientation et la dissipation des houles incidentes qui atteignent la plage. Ces facteurs hydrodynamiques sont influencés par la configuration du fond marin, l'orientation de la plage ainsi que par le degré d'indentation des promontoires rocheux bordant les plages (Kench, 1994; Yamano *et al.*, 1998; Monismith, 2007). De ce fait, les transferts de sédiment entre les littoraux limitrophes des plages de poche d'arrière-récifs se retrouvent grandement limités.

Ce chapitre de présentation a pour but de situer le contexte dans lequel s'inscrit notre étude. Dans une première partie, nous présenterons les notions générales sur la formation et l'évolution des récifs. Ensuite, nous étudierons les caractéristiques biogéomorphologiques exceptionnelles du site de Mayotte. Enfin, nous nous attacherons à la description des processus hydrosédimentaires prenant place sur les récifs frangeants et plus particulièrement dans un contexte abrité.

I.1 Récifs coralliens et conditions de mise en place

Les récifs coralliens sont des écosystèmes marins qui, bien qu'ils ne représentent que 0,2 % des fonds marins (Veron *et al.*, 2009), abritent une biodiversité exceptionnellement riche (Reaka-Kudla *et al.*, 1997; Johnson *et al.*, 2011; Kench, 2015). Ils sont essentiels à la survie de nombreuses espèces marines connues notamment de poissons et de mollusques (Knowlton *et al.*, 2010). Avant d'évoquer la dynamique hydrosédimentaire des plages d'arrière-récif, il est nécessaire de détailler ici un certain nombre de connaissances préalables sur les récifs coralliens. Ainsi, dans une première partie nous présenterons la formation et le fonctionnement des récifs coralliens. Dans un second temps, nous aborderons les évolutions biogéomorphologiques des récifs. Nous discuterons également des causes des variations du niveau marin qui sont un facteur primordial du développement des récifs. Nous poursuivrons par la présentation des principales menaces pesant sur les récifs coralliens telles que le changement climatique, la pollution et la surpêche, et de leurs impacts sur ces écosystèmes fragiles. Enfin, dans une dernière partie, nous présenterons les principaux services écosystémiques rendus par les récifs coralliens.

I.1.1 Généralités sur les récifs coralliens

Afin de mieux comprendre comment ces structures se forment et fonctionnent, nous aborderons en premier lieu la notion de corail constructeur de récifs, qui joue un rôle fondamental dans la création de ces habitats et de la morphologie des récifs. Nous explorerons ensuite le processus complexe de formation des récifs coralliens.

I.1.1.1 La notion de corail constructeur de récif

Les coraux constructeurs de récifs appartiennent à l'ordre des Scléactiniaires (classe des *Anthozoaires*, groupe des *cnidaires*) et sont des invertébrés marins (Tresguerres *et al.*, 2017; Widmer, 2017). Chez la majorité des Scléactiniaires, un individu est un polypoérite constitué d'un polype (parties molles) et d'un polyper (parties dures) (Figure I-1) (Brown *et al.*, 2022; ENSG, 2023). Les polypes sont de petits organismes (de 0,5 à 10 mm) avec un orifice unique entouré d'une couronne de tentacules pourvus de cellules urticantes (Veron, 2000; NOAA, 2023). Le polyper, quant à lui, est le squelette calcaire sécrété par des cellules épidermiques prismatiques spécialisées du polype, les calicoblastes qui, par calcification, créent un faisceau de fibre d'aragonite (carbonate de calcium instable ; CaCO_3) (Tresguerres *et al.*, 2017; ENSG, 2023). Au cours du temps, la croissance de ces polypers entraîne l'étirement du polypoérite qui, en réponse à cette croissance, se rétracte vers le haut permettant la création d'un nouvel étage sur le squelette de la colonie. Cette croissance squelettique en couches successives permet aux coraux de construire des structures complexes dont seule la partie supérieure est vivante.

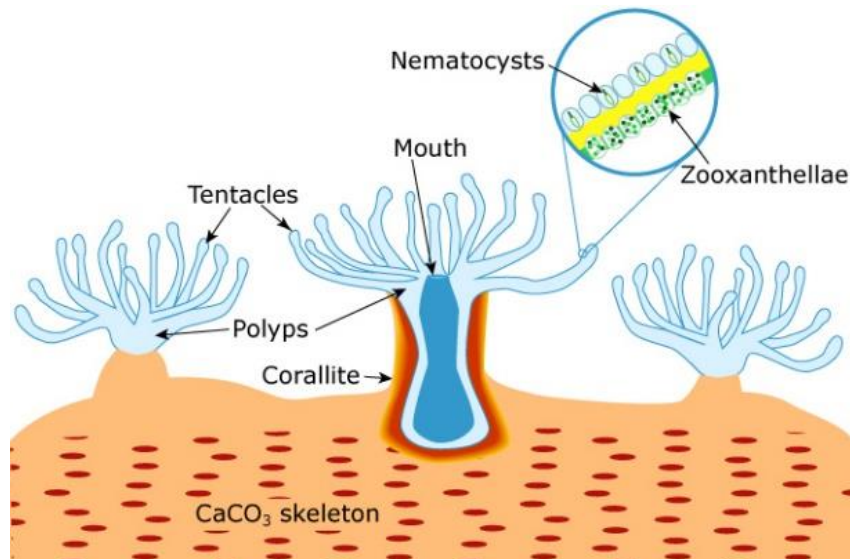


Figure I-1 : Schéma simplifié de l'anatomie d'un corail (source Laura Torresan, USGS <https://www.usgs.gov/media/images/simplified-coral-anatomy>)

D'un point de vue écologique, les Scléactiniaires se répartissent en deux groupes : les coraux hermatypiques et les coraux ahermatypiques. Les coraux hermatypiques vivent en symbiose avec des dinoflagellés du genre *Symbiodinium* (zooxanthelles), hébergées dans leurs tissus (Richmond, 1993; Barnes and Lough, 1999; Lesser, 2004). Cette symbiose apporte nutriment et oxygène aux coraux via la photosynthèse. En échange, les coraux fournissent aux zooxanthelles un environnement stable et protégé (Muscatine and Porter, 1977). Ainsi, les coraux hermatypiques sont dépendants des conditions de luminosité qui doivent permettre la photosynthèse des algues symbiotiques. Cette exigence écologique implique une profondeur et une turbidité des eaux limitées (Woodroffe, 2002; Kench, 2015). La salinité et la température de l'eau sont également des facteurs limitants au développement des coraux hermatypiques. L'optimum thermique pour la symbiose et pour la calcification est compris entre 26 °C et 28 °C, sachant que des écarts ponctuels compris entre 18 °C et 34 °C restent supportables pour les colonies (Glynn and Stewart, 1973; Weber and White, 1974; Baker and Weber, 1975). Quant à la salinité, il a été montré qu'entre 23 et 42 ‰ les colonies restaient viables (Woodroffe, 2002; Kench, 2015). Ainsi, toute perturbation de ces paramètres pourrait entraîner une altération de la relation symbiotique et donc une détérioration de la santé des coraux. C'est pourquoi les coraux hermatypiques sont principalement localisés dans les zones claires et peu profondes des océans et des mers tropicales, éloignées des embouchures des grands fleuves (Figure I-2). En 2001, ces coraux tropicaux couvraient une superficie d'environ 285 000 km² (Spalding and Jackson, 2001).

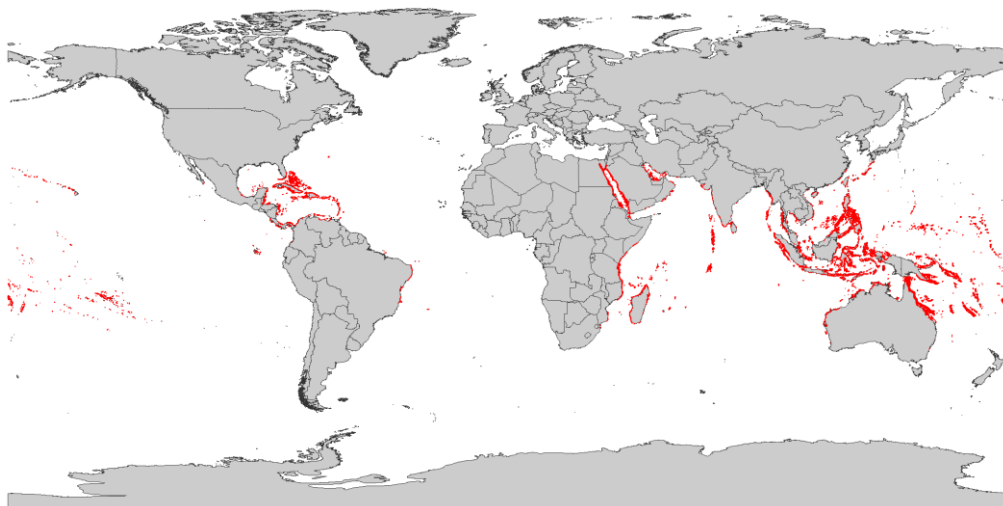


Figure I-2 : Carte de répartition des coraux hermatypiques dans le monde (Source : UNEP-WCMC in Teh et al., (2013))

Les coraux ahermatypiques quant à eux, sont solitaires et non symbiotiques. Ils ont par conséquent des exigences écologiques moins strictes. En effet, ils peuvent être présents dans des eaux plus froides (entre 5 °C et 10 °C en moyenne) ou plus profondes (jusqu'à - 6 000 m, mais ils sont généralement présents entre 0 et - 500 m). Leur répartition géographique est, de fait, beaucoup plus vaste (ENSG, 2023).

I.1.1.2 La formation des récifs coralliens

Les récifs coralliens sont des édifices bioconstruits, majoritairement formés par un empilement de squelettes calcaires de scléactiniaires hermatypiques (coraux durs). Bien que d'autres organismes participent à la formation et à la consolidation de l'ensemble de la structure récifale (par exemple les algues calcaires et les organismes bioérosifs¹) et l'utilisent comme habitat (poissons, algues, invertébrés, bactéries), les coraux sont le groupe fonctionnel qui contribue le plus au développement des écosystèmes des récifs coralliens (Lesser, 2004). Les différentes espèces coralliennes se développent généralement sous forme de colonies pouvant prendre plusieurs formes les plus communes étant : encroûtantes, tabulaires, branchues, colonnaires ou foliacés (Figure I-3).

¹ Diverses espèces d'algues, de bactéries, de champignons, d'éponges, de mollusques, de vers et d'autres invertébrés marins qui érodent les récifs.

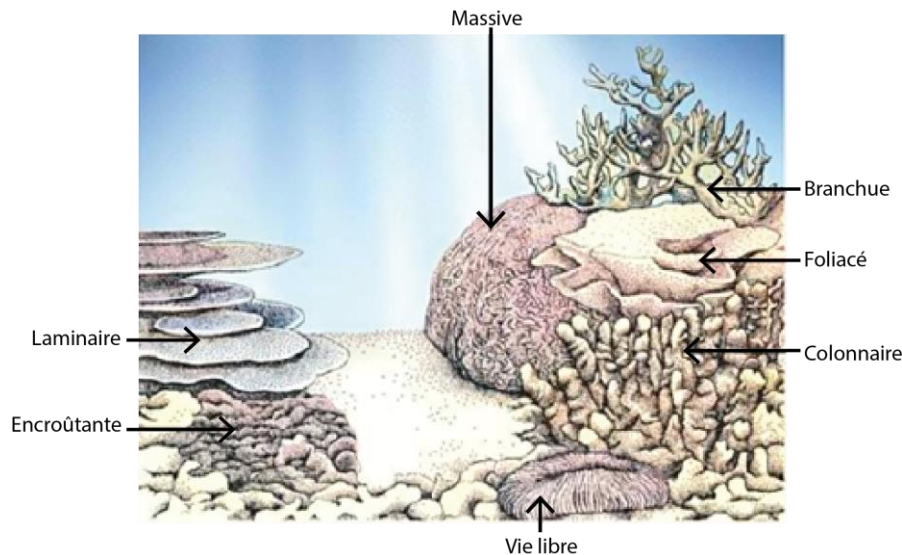


Figure I-3 : Formes communes de colonies coralliennes (modifié d'après Mahabot, 2016 recolorisé <https://palette.fm/color/filters>)

I.1.2 Histoire biogéomorphologique des récifs coralliens

Depuis le début du Cambrien (538,8 millions d'années) (Ma), jusqu'à aujourd'hui, les fluctuations de la géochimie des océans, des températures de surface de la mer et du dioxyde de carbone (CO₂) atmosphérique ont contribué à la diversification de la classe des *Anthozoaires*, en particulier des Scléactiniaires (Quattrini *et al.*, 2020). Ainsi, l'histoire biologique des récifs coralliens est ancienne et a subi de nombreuses variations d'environnements permettant l'apparition des récifs coralliens actuels.

I.1.2.1 L'histoire géologique de coraux constructeurs de récifs

Dans l'histoire géologique, les Scléactiniaires ont été précédés par une série d'autres organismes ayant contribué à la formation de récifs. Les tout premiers récifs connus sont attribués à une association entre des hexacoralliaires (un groupe de cnidaires anthozoaires) et des stromatopores (un ordre d'invertébrés aquatiques), apparue à l'Ordovicien il y a environ 485,4 Ma. Cette association a contribué à la formation de récifs jusqu'à la fin du Permien (il y a environ 252,0 Ma) (Veron *et al.*, 2023; Troadec). La Figure I-4 présente une vision schématique du développement des récifs coralliens en fonction des temps géologiques.

Les coraux constructeurs de récifs se sont répandus dans toute la région de la Téthys au cours du Trias moyen (247,2 Ma). Lors de cette période, les scléactiniaires ont des formes de croissance principalement massives et phacelloïdes (où les branches sont composées de corallites individuelles) (Cuif, 1993; Stolarski *et al.*, 2007; Amiot *et al.*, 2016; Veron *et al.*, 2023).

De nouvelles familles de scléactiniaires sont apparues au Jurassique (201,4 à 145,0 Ma), favorisant le développement de nouveaux récifs. Le Jurassique supérieur (161,5 à 145,0 Ma) a

probablement été le maximum mondial de la diversité des coraux mésozoïques, avec au moins 150 genres enregistrés dans la Téthys (Insalaco *et al.*, 1997; Veron *et al.*, 2023).

Les coraux du Crétacé inférieur (145,0 à 100,5 Ma) sont largement similaires à ceux du Jurassique supérieur. Toutefois, lors du Crétacé supérieur (100,5 à 66,0 Ma) des perturbations environnementales ont grandement affecté le développement des récifs aux profits des bivalves rudistes. Ce n'est qu'à la toute fin du Crétacé (72,1 à 66,0 Ma), à la suite d'une extinction totale inexplicée des bivalves rudistes, que les coraux sont redevenus dominants. À cette époque, les récifs sont probablement réapparus dans le monde entier, mais il n'en reste que peu de vestiges aujourd'hui (Stolarski *et al.*, 2007; Veron *et al.*, 2023).

La crise Crétacé – Tertiaire (crise K-T, 66,0 Ma) a entraîné la disparition d'un tiers de toutes les familles et de plus de 70 % des genres de coraux. Seules deux familles ont proliféré au cours du Cénozoïque : *Faviidae* et *Caryophylliidae* (Veron *et al.*, 2023).

Au début du Néogène (Miocène de 23,0 à 5,3 Ma), la faune cosmopolite diversifiée de coraux s'est subdivisée en vastes provinces biogéographiques, les précurseurs de la plupart des espèces existantes ont évolué, et le monde a connu une série de grandes glaciations séparées par des périodes interglaciaires, ce qui a conduit à l'apparition des schémas de distribution modernes des coraux (Riegl and Piller, 2000; Vertino *et al.*, 2014; Veron *et al.*, 2023).

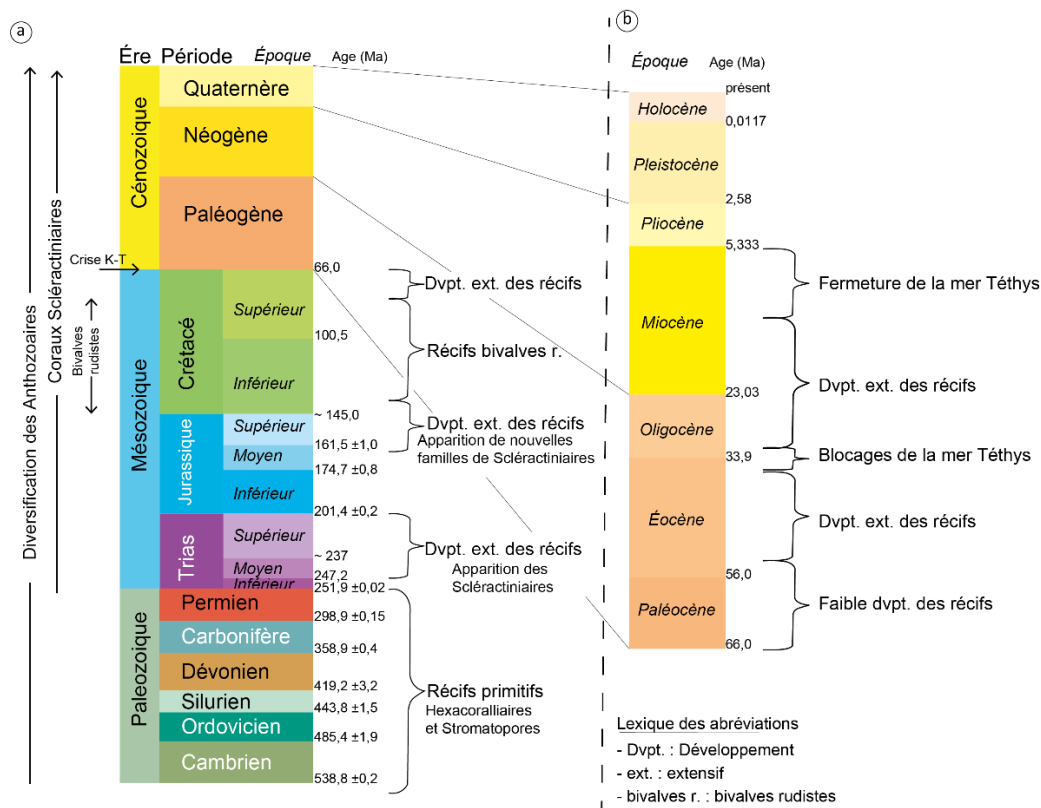


Figure I-4 : Évolution des phases de développement des récifs du Paléozoïque (a) au Cénozoïque (b) adapté d'après Veron *et al.*, (2023) et <https://stratigraphy.org/chart#latest-version>

I.1.2.2 L'évolution des récifs modernes

Les récifs coralliens modernes sont le résultat d'un processus de construction et de destruction continu, dans lequel les coraux construisent des structures coralliennes à partir de polypes vivants et morts qui s'accumulent pour former des dépôts de carbonate de calcium (CaCO_3) (Hughes *et al.*, 2017). La théorie de Darwin en 1842, qui lie îles volcaniques et subsidence, explique la formation de la plupart des récifs coralliens insulaires modernes. Cette théorie a été validée et complétée au fil du temps grâce à l'amélioration des techniques d'échantillonnage et d'analyse (Camoin *et al.*, 1997; Kennedy and Woodroffe, 2002; Xu and Zhao, 2014) (Figure I-5). Selon cette théorie, les récifs coralliens peuvent être classés en plusieurs stades d'évolution. Tout d'abord, une remontée magmatique construit un édifice volcanique. Ensuite, si les conditions physico-chimiques le permettent, les premiers récifs se mettent en place autour de cet édifice, créant un **récif frangeant**. Lorsque la subsidence de l'île devient trop rapide pour la croissance horizontale du récif, une séparation se crée entre l'île et le récif. Lorsque la profondeur du lagon atteint 10 m, on ne parle plus de récif frangeant, mais de **récif-barrière** (Milliman, 1974). Enfin, lorsque l'île disparaît par subsidence et érosion, les structures récifales précédemment construites forment un anneau autour d'un lagon sans île centrale, ce que l'on appelle un **atoll**.

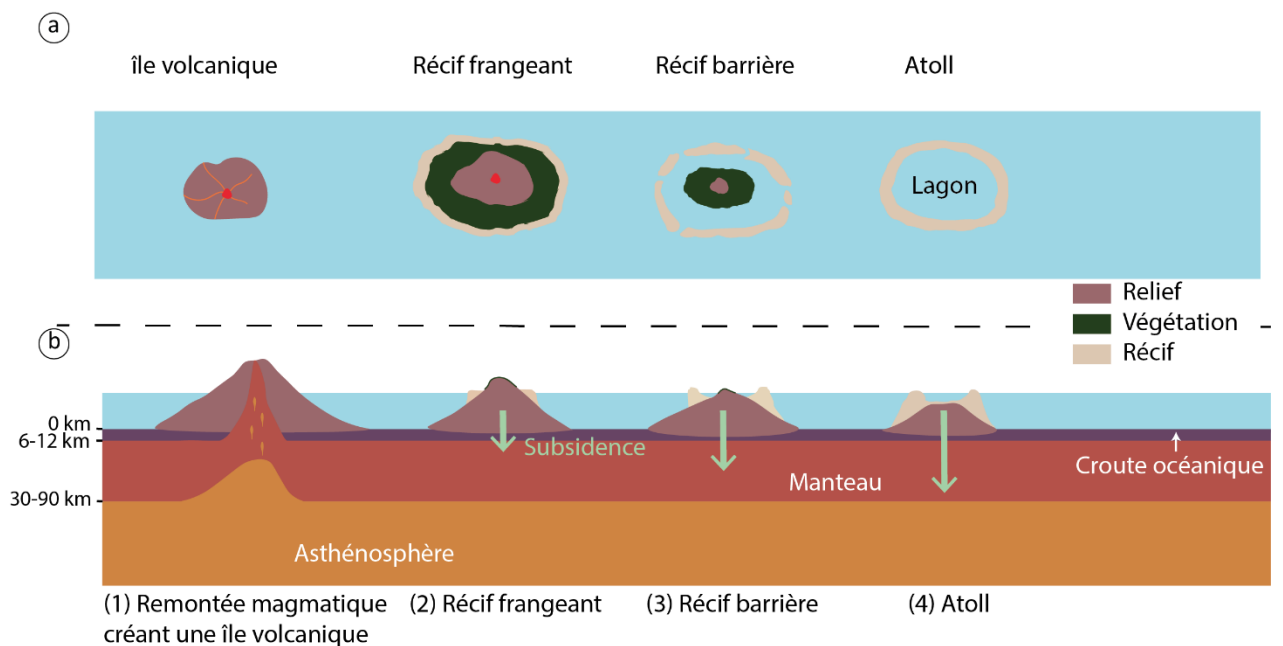


Figure I-5 : Schéma des différents stades d'évolution des récifs selon la théorie Darwinienne (a), vue du dessus, (b) vue en coupe. La longueur de la flèche verte indique l'intensité de la subsidence. L'échelle des îles volcaniques et des récifs a été augmentée dans un souci de lisibilité.

Toutefois, la formation de certains récifs coralliens ne peut être expliquée par la théorie de Darwin. C'est pourquoi des modèles complémentaires ont été proposés. C'est, par exemple, le cas du modèle du Karst ancien, proposé depuis les années 1930 (Droxler and Jorry, 2021). Selon ce modèle, la formation des atolls résulte de l'interaction directe entre la subsidence et la dissolution karstique lors

des bas niveaux marins. Cela signifie qu'en période glaciaire (bas niveau marin), les sommets des bancs sont karstifiés. Puis, lors de la remontée du niveau marin (période interglaciaire), les récifs se développent verticalement sur ces marges surélevées, en suivant le rythme de l'élévation du niveau marin et permettant ainsi la création des atolls modernes. Ce modèle permet, par exemple, d'expliquer la formation de certains atolls modernes du Pacifique Sud et sud-ouest de l'océan Indien.

De façon marginale, d'autres modèles peuvent expliquer la présence de récifs coralliens. C'est par exemple le cas de l'archipel des Seychelles, où les récifs se sont développés sur une remontée de croûte granitique précambrienne, s'étant séparés de la plaque continentale indienne durant le Paléocène (Mart, 1988).

Bien que les coraux puissent se développer sur des fonds d'origine et de formation structurellement différents (volcanique, karstique, crustale), leur croissance est étroitement liée aux variations du niveau de la mer, ainsi qu'aux processus géomorphologiques associés. En effet, les changements de hauteur d'eau entraînent des modifications de l'espace disponible pour la croissance des coraux. Lorsque le niveau de la mer augmente, les conditions environnementales autour des coraux existants changent, ce qui rend de nouveaux substrats disponibles pour la colonisation par les coraux. Ainsi, Neumann & Macintyre, (1985) ont mis en évidence trois types de réponses coralliennes possibles à la suite d'une remontée du niveau marin :

- **Keep up**, lorsque les récifs maintiennent la hauteur des crêtes proches du niveau de l'eau pendant toute leur histoire ;
- **Catch up**, dans le cas où les récifs sont d'abord dépassés par la vitesse de la remontée du niveau marin, puis ils rattrapent leur retard progressivement, généralement une fois que le rythme de la transgression a ralenti ;
- **Give up**, correspondant à une accrétion du récif nulle. Cette catégorie prend place dans les cas où la montée du niveau marin est trop rapide pour le taux d'accrétion des coraux et/ou lorsque les récifs sont déjà fragilisés.

La croissance des récifs est principalement verticale. Toutefois, dans certains cas, lorsque les récifs ont rattrapé le niveau marin (dans les cas de *Keep up* et de *Catch up*), ils peuvent profiter de l'espace d'accommodation créé par la montée du niveau marin et progresser de façon horizontale (Neumann and Macintyre, 1985; Kennedy and Woodroffe, 2002).

Ainsi, la croissance des récifs coralliens dépend de l'espace d'accommodation disponible. La nature et la forme des coraux composant le récif sont, quant à elles, définies selon des facteurs physiques tels que la profondeur, la luminosité, la turbidité, l'énergie des vagues, l'exondation, et à des facteurs biologiques tels que la compétition interspécifique ou encore leur taux de croissance (Chappell, 1980; Sheppard *et al.*, 2005). Les différentes espèces de coraux se développent généralement sous forme d'assemblages de colonies pouvant former un récif (Figure I-6). La croissance d'une colonie est variable en fonction de l'espèce et des conditions environnementales. Elle varie entre quelques mm.an⁻¹ pour les

formes massives, telles que les *Porites*, et à quelques cm.an⁻¹ pour les plus rapides (le plus souvent les formes branchues). Le taux de croissance des récifs, quant à lui, est de l'ordre de quelques centimètres par an (Dullo, 2005; Forsman *et al.*, 2015; Kench, 2015).

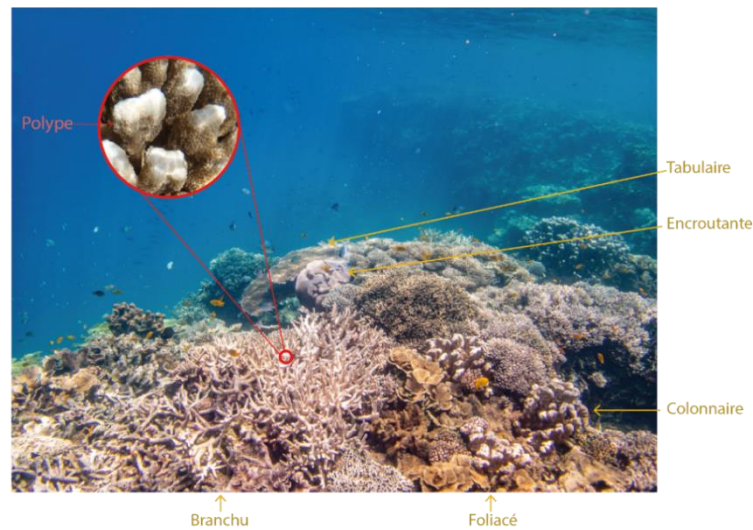


Figure I-6 : Assemblage de colonies formant un récif : différentes formes d'une colonie corallienne composant un récif. Le cercle rouge est un zoom d'une colonie branchue, montrant plusieurs polypes de coraux (image du récif de Ngouja, Mayotte, Jeanson, 2019).

I.1.3 Causes des variations du niveau de la mer de l'Holocène à aujourd'hui

Le développement et la croissance des récifs coralliens sont fortement influencés par les variations du niveau marin, à la fois à l'échelle des temps géologiques et à des échelles temporelles plus courtes. Les récifs modernes ont, pour la majorité d'entre eux, émergé à la suite de la rapide remontée du niveau marin Holocène il y a environ 11,7 milliers d'années (Kennedy and Woodroffe, 2002; Montaggioni, 2005).

Les fluctuations du niveau de la mer Holocène sont principalement dues à deux facteurs : les effets stériques liés aux variations de température associés à des variations de volume des océans et les effets non stériques liés aux variations de masse, telles que la fonte des glaces continentales (Stammer *et al.*, 2013; Cazenave and Cozannet, 2014). Ces variations peuvent se produire à l'échelle globale des océans ou localement liée à la circulation géostrophique. En complément de ces effets, il convient de prendre en compte l'influence des effets statiques résultant des déformations de la croûte terrestre, ainsi que des effets météo-marins très localisés.

I.1.3.1 Les causes des variations globales du niveau de la mer

Au cours des dernières centaines de milliers d'années, le niveau de la mer a connu à plusieurs reprises de grandes fluctuations dues à l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires. Cette évolution s'est stabilisée autour de + 5 cm par siècle (soit + 0,5 mm.an⁻¹) en moyenne au cours des 2 à 3 derniers millénaires. Depuis le siècle dernier, le niveau de la mer a augmenté et le rythme s'est accéléré

ces dernières décennies (IPCC, 2019). En effet, les observations marégraphiques ont montré une augmentation de $1,4 \text{ mm.an}^{-1}$ (soit 124,6 mm en 89 ans) entre 1901 et 1990. Entre 2006 et 2015, cette élévation était de l'ordre de $3,6 \text{ mm.an}^{-1}$ (soit 32,4 mm en 9 ans). D'après le groupement d'experts intergouvernemental, l'élévation future du niveau marin est estimée être entre + 430 mm (RCP2.6) et + 840 mm (RCP8.5) d'ici 2100 (en 81 ans) par rapport à 1986 – 2005 (IPCC, 2019). Les causes principales de cette élévation globale du niveau des mers sont l'expansion thermique (thermostérique), les changements de salinité (halostérique), la fonte des glaces terrestres (glacio-eustatisme) et les échanges de masse d'eau entre l'océan et les réservoirs de surface (hydro-eustatisme) (Bindoff *et al.*, 2007).

Tableau I-1 : Tableau récapitulatif des vitesses globales de remontée du niveau marin dans le temps

	2 à 3 derniers millénaires	1901-1990 89 ans	2016-2015 9 ans	2019-2100 – prévisions – 81 ans
Taux d'augmentation du niveau marin en mm.an^{-1}	+ 0,5 mm.an^{-1}	+ 1,4 mm.an^{-1}	+ 3,6 mm.an^{-1}	+ 5,31 mm.an^{-1} (RCP2.6) + 10,37 mm.an^{-1} (RCP8.5)
Augmentation totale du niveau des mers sur la période		+ 124 mm	+ 32,4 mm	+ 430 mm (RCP2.6) + 840 mm (RCP8.5)

I.1.3.2 Les causes des variations régionales et locales du niveau de la mer

Toutefois, cette élévation du niveau de la mer n'est pas uniforme. La Figure I-7 montre, par exemple, les tendances évolutives du niveau moyen régional des mers entre 1993 et 2022, à partir des données aviso. Sur cette période de presque 30 ans, certaines régions ont subi des taux d'élévation supérieurs à la moyenne mondiale, comme le Pacifique occidental où les taux d'élévation sont environ trois fois plus rapides que le taux moyen mondial. À l'inverse, dans d'autres régions comme dans le Pacifique tropical oriental, l'élévation du niveau de la mer s'est avérée moins rapide que la moyenne mondiale (Cazenave and Cozannet, 2014). Étant donné sa configuration, l'océan Indien semble montrer une élévation de son niveau marin généralisé (Figure I-7).

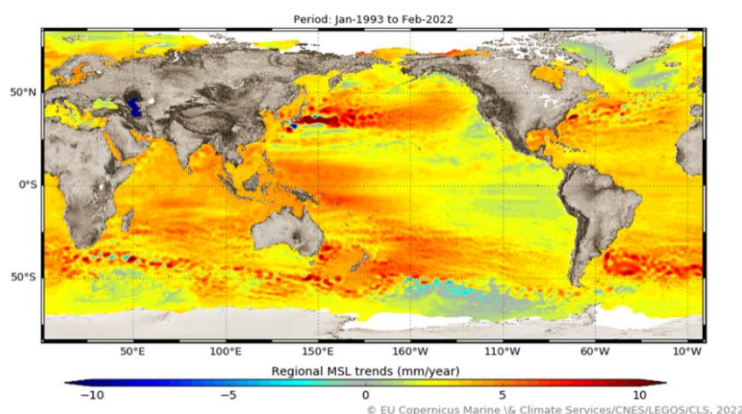


Figure I-7 : Tendances d'évolution mondiale du niveau marin de janvier 1993 à février 2022 (source <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/ocean-indicators-products/mean-sea-level.html#c15717>)

I.1.3.3 Influences régionales des variations de température et de salinité

Ces observations spatiales ont mis en évidence l'influence des variations de température et de salinité sur les changements du niveau marin. Les observations des données de température des océans montrent que les tendances à l'expansion thermique ne sont pas stationnaires, mais fluctuent dans l'espace et dans le temps en réponse aux modes naturels des systèmes climatiques tels qu'El Niño/La Niña, ou encore du Dipôle de l'Océan Indien (DIO) (Cane, 1986; Barnard *et al.*, 2015; Wahiduzzaman *et al.*, 2020).

I.1.3.4 Influences régionales des effets liés à la réponse élastique de la Terre

En complément des facteurs liés au climat, d'autres effets (dits statiques) liés à la réponse élastique/viscérale de la Terre produisent également des variations régionales du niveau de la mer (Kemp *et al.*, 2015). Ces variations peuvent prendre différentes formes.

Les déformations tectoniques, dans les zones géodynamiquement actives (volcanisme, sismicité), sont les causes majoritaires des variations statiques du niveau marin. Elles se caractérisent par l'enfoncement ou le soulèvement de la zone côtière (à l'échelle du décimètre ou du mètre). La réaction verticale à ces séismes dépend de la distance entre la côte et le séisme, ceux-ci pouvant avoir un impact jusqu'à 300 à 600 km. Cette déformation synchrone avec le tremblement de terre, peut être suivie, ou non, par une phase de déformation post-sismique, pouvant durer des années ou des décennies et au cours duquel des mouvements verticaux de la surface de la Terre se produisent (Dura *et al.*, 2016; Shirzaei *et al.*, 2021). Ce fut, par exemple, le cas à Bangkok (Thaïlande) après le séisme de 2004 à Sumatra-Andaman, où une subsidence de 20 à 30 mm s'est produite entre 2004 et 2009 (Satirapod *et al.*, 2013). Ces événements liés à des changements tectoniques (soulèvement ou subsidence) sont considérés comme une cause importante de l'élévation relative du niveau marin, aussi bien à une grande échelle temporelle (Quaternaire, Holocène) qu'à une courte échelle temporelle (siècle dernier) (Rovere *et al.*, 2016). À l'échelle d'un volcan ou chaîne volcanique, la subsidence peut être influencée par différents facteurs tels que le refroidissement de la lithosphère, la déflation d'un réservoir magmatique et la flexion de la lithosphère liée aux charges volcaniques (Huppert *et al.*, 2015; Gargani, 2022). Le taux moyen de subsidence des îles volcaniques est de 0,01 à 0,1 mm.an⁻¹ (Kench, 2015).

La réponse de la lithosphère à la fonte des glaces, aussi appelée ajustement glacio-isostatique, est également une cause importante de variation relative du niveau de la mer. Le taux actuel de l'ajustement glacio-isostatique est estimé à environ +10 mm.an⁻¹ dans les anciennes régions glaciaires (par exemple en Scandinavie) et d'environ -1 à -2 mm.an⁻¹ dans les anciennes zones périglaciaires (par exemple dans le New Jersey, aux États-Unis) (Lidberg *et al.*, 2010). Dans une moindre mesure, la réponse isostatique peut également se produire lorsque de grandes quantités de sédiments sont redistribuées le long des côtes (Dalca *et al.*, 2013). C'est majoritairement le cas dans les zones de deltas importants tels que le delta du Gange (Grall *et al.*, 2018) ou du Mississippi (Wolstencroft *et al.*, 2014). Les implications de cette réponse isostatique ont un impact important sur les variations relatives du

niveau des mers à une très grande échelle temporelle (millénale et plus longue) et dans les zones de fortes mobilités sédimentaires (Dalca *et al.*, 2013). Enfin, certaines activités humaines peuvent être vectrices de subsidence (Nicholls and Cazenave, 2010). Ce sont par exemple les extractions de fluide des aquifères ou des réservoirs d'hydrocarbures (Shirzaei *et al.*, 2021). Aux États-Unis, les prélèvements d'eau souterraine et de gaz seraient responsables de 80 % des affaissements de terrain (Eggleston and Pope, 2013). Si ces facteurs sont déjà bien connus, de nouveaux commencent à faire l'objet de recherches. C'est le cas du développement urbain littoral et, plus particulièrement, de la concentration du poids dans des zones relativement petites (Parsons, 2021; Wu *et al.*, 2022). Cette subsidence urbaine résulte du poids du bâti, mais également de l'ensemble des biens (nourriture, carburant, eau, transports, matériaux de construction...) nécessaires à la survie de la population (Parsons, 2021).

I.1.3.5 Influences locales des conditions météo-marines

Enfin, très localement et dans des temporalités courtes, les conditions météo-marines peuvent également avoir un impact sur les variations du niveau marin. Les événements extrêmes (tempêtes ou dépressions tropicales), provoqués par des phénomènes météorologiques violents modifient le niveau d'eau. En effet, ils peuvent être associés à des surcotes importantes et provoquer des inondations sur les littoraux impactés (Church *et al.*, 2006; Walsh *et al.*, 2012; Bié *et al.*, 2017). Les dépressions tropicales affectant l'ouest de l'océan Indien se forment dans la zone intertropicale pendant la saison des pluies (de novembre à avril). Toutefois, elles sont plus fréquentes entre janvier et mars puisque les températures d'eau de surface sont plus élevées (Mavume *et al.*, 2009).

De plus, l'ouest de l'océan Indien est concerné par la présence de courants cycloniques et anticycloniques nommés gyres (*eddies*) (Pous *et al.*, 2014; Miramontes *et al.*, 2019). Ce système complexe de tourbillons domine la circulation des masses d'eau dans le canal du Mozambique (Ternon *et al.*, 2014). Ces gyres impactent également les tempêtes tropicales circulant dans le canal du Mozambique (Schouten *et al.*, 2003; Mawren *et al.*, 2020). Les gyres sont des tourbillons formés par la dérive du Courant Sud Équatorial (*SEC*) par la pointe nord de Madagascar. La présence de l'archipel des Comores génère un gyre intermittent autour de l'archipel (Figure I-8). Ainsi, ces gyres sont des tourbillons de méso-échelles qui circulent continuellement dans le canal du Mozambique, principalement vers le sud, avec en moyenne 4 tourbillons par an (Schouten *et al.*, 2003). Ces courants ont un impact sur la hauteur de la surface de la mer : elle est plus haute en cas de rotation anticyclonique et plus basse en cas de rotation cyclonique (Quartly *et al.*, 2006). En se rapprochant des côtes, ces gyres peuvent localement modifier la hauteur d'eau sur les côtes soumises à l'influence de ces derniers (non évaluée en termes d'ampleur à ce jour). Conjuguées à une marée basse, elles augmentent le temps d'exondation pouvant avoir un impact sur le développement des récifs. À l'inverse, dans le cas d'un gyre anticyclonique, les niveaux d'eau seront plus importants augmentant les vagues à la côte, particulièrement lors des marées de vives eaux.

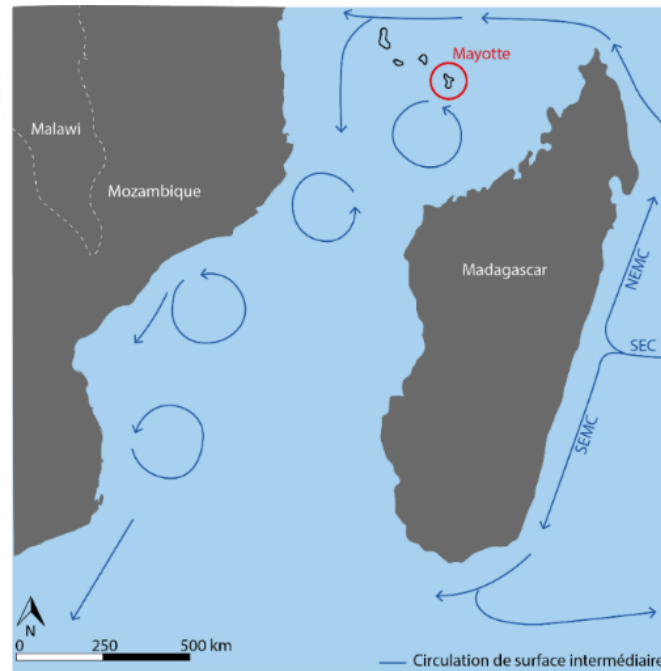


Figure I-8 : Carte du canal du Mozambique, montrant les principales régions des eddies, SEC : South Equatorial Current, SEMC : South Equatorial Mozambique Current, NEMC : North Equatorial Mozambique Current (modifié d'après Miramontes *et al.*, (2019))

Les changements de niveau marin constituent donc le cadre global de la formation des récifs actuels. La croissance des récifs coralliens constitue un facteur d'adaptation à des variations du niveau de la mer. Cependant, cette capacité d'adaptation dépend de la santé des coraux et des conditions environnementales dans lesquels ils se développent. Ces conditions environnementales se sont particulièrement dégradées au cours de l'Anthropocène.

I.1.4 Principales menaces pesant sur les récifs coralliens durant l'Anthropocène

Depuis la fin du 20^{ème} siècle, les récifs coralliens du monde entier sont en déclin en raison d'une multitude de menaces et de stress (Pandolfi *et al.*, 2003; Bruno and Selig, 2007; Wilkinson and Souter, 2008). Des études estiment que 94 % des récifs seraient en érosion d'ici 2050 dans le cadre du RCP8.5, et aucun récif ne continuerait à s'accroître à des taux correspondant à l'élévation prévue du niveau de la mer dans le cadre du RCP4.5 ou du RCP8.5 d'ici 2100 (Cornwall *et al.*, 2021). À l'échelle mondiale, les principales menaces sont le réchauffement des océans et son corollaire l'acidification des océans, dus à l'augmentation et l'absorption de CO₂ atmosphérique. Ces facteurs globaux sont, par endroits, renforcés par des stress locaux liés au développement et à l'aménagement des zones littorales, à la prolifération d'espèces corallivores et d'aléas climatiques et géologiques locaux.

I.1.4.1 Les menaces s'exerçant sur les récifs coralliens à l'échelle globale

Les principales menaces à l'échelle globale pesant sur les récifs coralliens sont la hausse de la température et les variations de CO₂ atmosphérique (Hughes *et al.*, 2018). Bien que le changement climatique puisse avoir un impact sur la salinité des océans, ces variations devraient rester dans la gamme de tolérance des récifs coralliens.

I.1.4.1.1 Hausse de la température

La relation symbiotique entre les coraux hermatypiques et les zooxanthelles a permis aux coraux de construire des récifs coralliens pendant des millions d'années. Cependant, cette relation symbiotique est très vulnérable aux variations de température (Cantin *et al.*, 2010; Selig *et al.*, 2010; Hughes *et al.*, 2018). Les coraux scléactiniaires vivent à proximité de leurs limites thermiques et sont donc particulièrement sensibles à l'augmentation de la température de l'eau de surface (Selig *et al.*, 2010). Ces dernières décennies, les événements de stress thermique ont augmenté en fréquence et en intensité, entraînant un blanchissement corallien important (van Woesik *et al.*, 2022). Le phénomène de blanchissement ne se limite pas aux coraux, mais concerne tous les animaux en symbiose avec des algues dinoflagellés du genre *Symbiodinium* (animaux du phylum des Cnidaires). Le blanchissement se caractérise par la perte de couleur, résultant soit de l'élimination partielle ou totale des populations de *Symbiodinium*, soit de la dégradation des pigments des algues. Dans les cas où les tissus animaux (polypes) ne sont pas fortement pigmentés, les tissus vivants deviennent alors transparents ou translucides. Les coraux prennent ainsi une couleur blanche, correspondant à celle de leur squelette sous-jacent composé de CaCO₃. Le blanchissement des coraux peut se produire à partir du moment où la température de l'eau de surface dépasse 1 °C au-dessus des températures maximales habituelles pendant une certaine durée (Cantin *et al.*, 2010; Selig *et al.*, 2010; Hughes *et al.*, 2018). Des études ont montré que la température à laquelle les coraux commencent à blanchir correspond à un seuil où la calcification corallienne commence à diminuer (Donner *et al.*, 2005; Silverman *et al.*, 2009). Cependant, des températures élevées peuvent affecter négativement la calcification même avant l'apparition du blanchissement (Cantin *et al.*, 2010). D'ici 2030, il est probable que près de la moitié des récifs coralliens mondiaux subissent un stress thermique suffisant pour causer un blanchissement sévère la plupart des années et ce pourcentage devrait augmenter à plus de 95 % d'ici 2050 (Burke *et al.*, 2011).

Bien que les récifs coralliens puissent se remettre d'un blanchissement léger, peu fréquent et d'une durée relativement courte (de quelques jours à quelques mois en fonction des espèces), un stress thermique élevé, long et régulier présente un risque important de dommages irréversibles (Douglas, 2003; Burke *et al.*, 2011). Cependant, il est important de noter que certains récifs peuvent présenter une capacité d'adaptation au changement climatique (Van Woesik *et al.*, 2011; Kubicek *et al.*, 2019; Ritson-Williams and Gates, 2020). Cette résilience des récifs coralliens entraîne des modifications au sein des communautés coralliennes qui deviennent principalement composées d'un petit nombre d'espèces tolérantes aux variations de température et à la croissance rapide, entraînant une perte de diversité

spécifique. À l'inverse, les coraux ramifiés du genre *Acropora*, qui ont tendance à présenter une croissance rapide, sont souvent plus sensibles aux phénomènes de blanchissement. Les coraux massifs quant à eux, présentent généralement une meilleure résistance aux perturbations thermiques, bien qu'ils se caractérisent par des taux de croissance plus lents (Van Woessik *et al.*, 2011; Kubicek *et al.*, 2019). À l'heure actuelle, la vitesse à laquelle les coraux pourraient s'adapter à l'augmentation des températures et à la fréquence croissante des événements thermiques extrêmes fait l'objet de débats, ce qui n'est pas surprenant compte tenu des nombreux mécanismes d'adaptation potentiels impliqués (Kubicek *et al.*, 2019).

I.1.4.1.2 Impact de l'augmentation de la concentration en CO₂

Les coraux scléactiniaires sont des calcificateurs dont les taux de calcification dépendent des conditions environnementales. En complément d'une hausse de la température, une augmentation de la concentration en CO₂ peut également avoir un impact sur la calcification des coraux. En effet, une étude menée par Fine et Tchernov, (2007) a montré une grande variabilité des taux de calcification des coraux en réponse à des variations de concentration de CO₂. Selon les estimations, l'augmentation post-industrielle du CO₂ atmosphérique à l'échelle mondiale a entraîné une diminution d'environ 0,1 unité de pH en surface des océans, ce qui correspond à une augmentation d'environ 30 % de la concentration en ions hydrogène (Jiang *et al.*, 2019). Ce processus est communément appelé « acidification des océans » (Jiang *et al.*, 2019). Entre 1770 et 2000, le pH des eaux de surface a diminué, passant de 8 - 8,25 à des valeurs comprises entre 7,85 et 8,20. Cette acidification des océans a un effet sur le niveau de saturation en aragonite et en calcite. Ces minéraux carbonatés sont essentiels à la formation des squelettes calcaires des coraux (Burke *et al.*, 2011). En effet, un doublement du taux de CO₂ atmosphérique préindustriel (280 à 430 ppm) diminue la calcification et la croissance des coraux jusqu'à 40 %, en inhibant la formation d'aragonite (la principale forme cristalline de CaCO₃ déposée dans les squelettes coralliens) à mesure que les concentrations d'ions carbonate diminuent (Hoegh-Guldberg *et al.*, 2007; Doney *et al.*, 2009). Bien que les polypes nus puissent maintenir leur santé, la perte de leur squelette protecteur peut affecter la performance globale des organismes coralliens. Ainsi, l'acidification des océans pourrait ralentir ou même arrêter la croissance des coraux, ce qui mettrait en danger la survie des récifs coralliens (Hughes *et al.*, 2003; Burke *et al.*, 2011).

Si l'absorption de CO₂ atmosphérique est la principale cause de l'acidification des océans, d'autres processus tels que le brassage, les changements dans les apports d'eau douce et les apports de carbone organique terrestre peuvent également influencer l'acidification des océans dans une région donnée (OSPAR, 2015).

En combinant l'augmentation des températures et l'acidification des océans, les récifs coralliens pourraient subir des épisodes de diminution de leur calcification de 119 % d'ici à 2050 et de 148 % d'ici à 2100 dans le cadre du RCP4.5, tandis que cette baisse est estimée à 149 % d'ici à 2050 et à 155 % d'ici à 2100 dans le cadre du RCP8.5 (Cornwall *et al.*, 2021). Si les taux de production de CaCO₃ par

les coraux et les autres organismes calcificateurs ne peuvent pas suivre les taux d'érosion, la majorité des récifs coralliens pourraient passer d'une structure d'accrétion nette à une structure d'érosion nette (Cantin *et al.*, 2010).

Les publications récentes s'accordent sur l'importance de la réduction des émissions de gaz à effet de serre à l'échelle mondiale et de la gestion intégrée des zones côtières pour assurer la survie des récifs coralliens (Fidelman *et al.*, 2019; Hilmi *et al.*, 2019; Morrison *et al.*, 2019; Kleypas *et al.*, 2021). Cependant, les tentatives internationales visant à lutter contre le changement climatique ont souvent échoué (IPCC, 2019). En effet, au niveau national, les intérêts particuliers, les priorités bien établies et l'inertie sociale représentent d'énormes obstacles au changement (Morrison *et al.*, 2019). Malgré la mise en place de nombreuses initiatives locales et régionales, telles que le plan australien de restauration et d'adaptation des récifs (RRAP) pour la Grande Barrière de Corail, ou encore la création du Fonds mondial pour les récifs, qui vise à investir dans la conservation des récifs coralliens au cours de la prochaine décennie, ces efforts ne sont pas suffisants (Kleypas *et al.*, 2021). En effet, il serait préférable d'adopter une approche différente en s'attaquant aux causes du déclin des écosystèmes récifaux, plutôt que de se concentrer uniquement sur la restauration d'une biodiversité locale (Morrison *et al.*, 2019). De plus, bien que les Accords de Paris représentent une avancée positive, la communauté mondiale doit encore appliquer ces mesures pour stabiliser l'augmentation de la température mondiale à un niveau inférieur ou égal aux objectifs fixés dans le cadre de ces accords (Fidelman *et al.*, 2019).

I.1.4.2 Les menaces sur les récifs coralliens à l'échelle locale

Outre ces menaces à l'échelle globale qui peuvent présenter des variations locales, les récifs sont soumis à des pressions locales spécifiques souvent liées à des gestions intégrées des zones côtières. Plus de 60 % des récifs du monde sont sous la menace immédiate et directe d'une ou plusieurs sources locales (Burke *et al.*, 2011), telles que la surpêche et la pêche destructive, la pollution, le développement et l'aménagement des zones littorales, la prolifération d'espèces corallivores ou encore des aléas climatiques et géologiques très localisés.

I.1.4.2.1 Impact des activités économiques et intrusions balnéaires

Parmi les pressions locales sur les récifs coralliens, la surpêche, y compris la pêche destructrice, est une des menaces immédiates les plus répandues (El-Naggar, 2020). Une pratique de la pêche destructive est une pratique qui entraîne des dommages directs à l'habitat pêché ou aux principaux organismes structurant le récif (Pet Soede and Erdmann, 1998; Hughes *et al.*, 2017; Lachs and Oñate-Casado, 2020). La pêche destructive comprend donc des méthodes telles que la pêche à l'explosif (Mcmanus and Reyes, 1997), la pêche au cyanure ou encore la pêche au chalut (Pet Soede and Erdmann, 1998). De plus, sur de nombreux récifs, la surpêche élimine des espèces essentielles au fonctionnement et à la survie des récifs (Hughes *et al.*, 2010). Cependant, ces dernières années, une prise de conscience croissante de l'importance des récifs coralliens a conduit à des mesures de gestion renforcées dans les

zones côtières. Cela inclut des restrictions sur les engins de pêche et des fermetures permanentes de certaines zones de pêche dans le but de limiter l'impact négatif de la pêche sur les récifs. Un exemple notable de telles mesures a été mis en place en Indonésie. Ces actions visent à préserver et à restaurer les récifs coralliens, en reconnaissant leur valeur écologique et leur rôle essentiel dans les écosystèmes marins (Campbell *et al.*, 2020).

Un autre type de menace localisée des récifs coralliens est la pollution. Elle peut être définie au sens large comme toute substance ou énergie naturelle ou dérivée de l'Homme qui est introduite dans l'environnement par l'Homme et qui peut avoir un effet néfaste sur les organismes vivants et les environnements naturels (Boudreau *et al.*, 2022). Cette pollution peut donc prendre différentes formes, dont les plus fréquentes et les plus connues sont la pollution chimique, plastique, thermique, biologique, ou encore sonore et lumineuse. Les combustibles fossiles et l'agriculture entraînent, par exemple, une augmentation des apports atmosphériques de produits de dissociation d'acides forts (acide nitrique [HNO₃], acide sulfurique [H₂SO₄]) et de bases (ammoniac [NH₃]) dans l'océan côtier et la haute mer. Ces apports sont particulièrement importants à proximité des principales régions sources, et entraînent des diminutions de l'alcalinité et du pH de l'eau de mer de surface (Doney *et al.*, 2007). À l'échelle mondiale, ces apports anthropiques (0,8 Tmol.an⁻¹ de soufre réactif et 2,7 Tmol.an⁻¹ d'azote réactif) ne représentent qu'une petite fraction de l'acidification causée par le CO₂ anthropique, mais ils sont plus concentrés dans les eaux côtières, où les réactions des écosystèmes à l'acidification des océans pourraient être plus graves pour l'humanité (Doney *et al.*, 2009). Les concentrations actuelles de polluants dans l'environnement marin devraient continuer d'augmenter à cause de la croissance de la population mondiale et de la croissance économique (Willis *et al.*, 2021). De même, la pollution chimique devrait continuer d'augmenter avec la croissance démographique où, chaque année, de nouveaux composés chimiques et pharmaceutiques sont produits (Bernhardt *et al.*, 2017) et entrent dans les océans par le biais des égouts et des rivières (Landrigan *et al.*, 2018).

De nombreuses autres menaces sont le résultat d'activités humaines se déroulant parfois loin des récifs. Le déboisement, la culture, l'élevage intensif et le développement côtier mal planifié ont contribué à l'augmentation des apports en sédiments et en nutriments dans les eaux côtières, étouffant certains coraux et contribuant à la prolifération d'algues (Burke *et al.*, 2011). En effet, dans les habitats du récif corallien, l'exposition à des niveaux excessifs de sédiments en suspension et déposés peut réduire la couverture, la biodiversité, le recrutement, la reproduction et la fertilisation du corail et modifier la structure globale de la communauté (Fabricius, 2005). Ces changements sont dus aux réponses physiologiques des coraux et aux propriétés physico-chimiques des sédiments mis en suspension (Fabricius, 2005; Weber *et al.*, 2006; Bannister *et al.*, 2012).

L'attrait croissant des zones côtières, notamment des côtes tropicales, représente également une menace pour les écosystèmes récifaux. Ce phénomène, appelé intrusion balnéaire, englobe à la fois les populations résidant dans ces zones côtières et les touristes (Pattieu, 2009). Environ 30 % des récifs coralliens sont exposés à diverses formes d'activités touristiques, ce qui fait du tourisme récifal une

industrie présente dans plus d'une centaine de pays et territoires. Cependant, le tourisme peut également causer une dégradation majeure des récifs (Spalding *et al.*, 2017). Par exemple, les activités telles que la navigation de plaisance, l'alimentation des poissons, la plongée et l'apnée, qui impliquent un contact direct entre l'homme et le récif et ses habitants, peuvent avoir un impact négatif sur les récifs (Lecchini *et al.*, 2021). En outre, une étude récente a mis en évidence l'impact de très petites quantités de crème solaire sur les récifs. Ainsi, elles peuvent provoquer une importante sécrétion de mucus corallien dans les 18 à 48 heures, voire entraîner un blanchissement complet du corail dans les 96 heures suivant l'exposition (Miao, 2022). De plus, le développement côtier et l'extraction des ressources peuvent également exercer une pression indirecte sur les récifs (Lachs and Oñate-Casado, 2020; Lecchini *et al.*, 2021).

I.1.4.2.2 Prolifération des espèces corallivores (*Acanthaster sp.* et *Drupella spp.*)

Si les corallivores, tels que certains poissons, nudibranches, bivalves ou échinodermes, font partie du système corallien, la prolifération de certaines espèces met en danger le système corallien. En effet, un déséquilibre de population et les épidémies de certains gastéropodes, les *Drupella spp.* (Figure I-9a) (Cumming, 1999) et d'étoile de mer à couronne d'épines, *Acanthaster sp.* (Figure I-9b) (Pratchett *et al.*, 2009), ont eu un impact significatif sur la détérioration de nombreux récifs à travers le monde, en particulier dans la région Indo-Pacifique, la mer Rouge, l'archipel Indonésie-Australie et le Pacifique (Scott *et al.*, 2017; Haywood *et al.*, 2019). *Drupella* est un genre de petits gastéropodes muricidés couramment trouvés dans les zones tropicales de l'Indo-Pacifique et qui se nourrissent de tissus coralliens vivants (Sam *et al.*, 2016). Ces épidémies ont entraîné une réduction de la couverture corallienne de 75 % dans certains cas, avec une consommation de tissus coralliens vivants à un taux de $1,8 \text{ cm}^2 \cdot \text{jour}^{-1}$ par individu (Cumming, 2009), compromettant ainsi la récupération des récifs (Lam *et al.*, 2007) et conduisant à des changements dans les régimes de population et à une augmentation de l'incidence des maladies (Nicolet *et al.*, 2013). Les étoiles de mer « à couronne d'épines » (*Acanthaster sp.*) sont des animaux corallivores communs dans la région Indo-Pacifique, dotées de nombreuses épines longues et très pointues (Cowan *et al.*, 2017) contenant des produits chimiques, notamment des saponines (Cowan *et al.*, 2017) et des plancitoxines (Shiomi *et al.*, 1988), qui sont hautement toxiques (Lucas *et al.*, 1979; Shiomi *et al.*, 2004).

Ces épidémies ont conduit à la perte de coraux et à la dégradation des récifs (Pratchett *et al.*, 2009; Rivera-Posada and Prattchet, 2012; Haywood *et al.*, 2019), entraînant une réduction de leur résilience et de leur capacité de récupération, ainsi qu'une augmentation de l'incidence des maladies (Nicolet *et al.*, 2013). Bien qu'il y ait un manque d'informations sur les causes de ces épidémies, elles ont des effets dévastateurs sur les récifs coralliens, compromettant leur résilience et leur capacité d'adaptation (Souter and Linden, 2000; Pratchett *et al.*, 2009; Rivera-Posada and Prattchet, 2012).

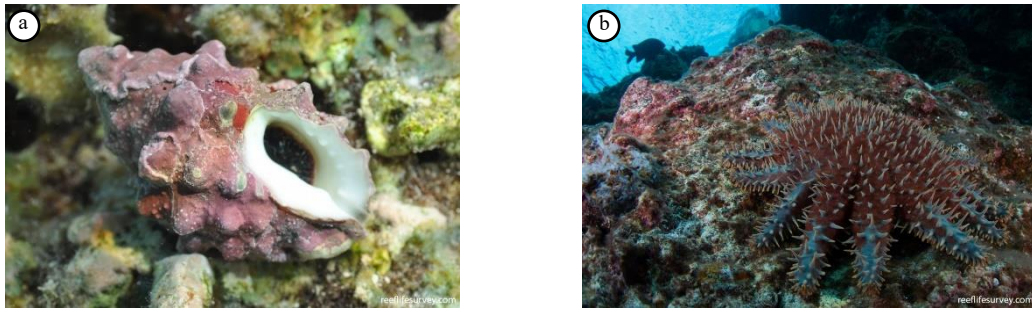


Figure I-9 : Photographies de (a) *Drupella cornus* et (b) *Acanthaster planci*. Clichés R.Stuart-Smith

I.1.4.2.3 Aléas climatiques et géologiques à courte temporalité

En complément des menaces citées précédemment, les récifs coralliens peuvent être soumis, de façon ponctuelle et localisée, à des événements naturels tels que des tempêtes tropicales, des coulées de lave ou des mouvements de terrain dus à une activité volcanique ou tectonique (Grigg and Maragos, 1974; Souter and Linden, 2000). Bien que ces événements naturels puissent causer des dommages importants aux récifs, ils restent souvent confinés à une zone restreinte, n'affectant sérieusement qu'un petit nombre de récifs, car ils font partie du cycle de vie des récifs. Cependant, la véritable menace réside dans le fait que ces perturbations naturelles surviennent sur des récifs déjà perturbés par d'autres facteurs environnementaux et/ou anthropiques. Cette multiplicité des stress entraîne un raccourcissement du temps de récupération pouvant mener à une fragilisation du récif (Hughes *et al.*, 2003; Beeden *et al.*, 2015).

Pour conclure, il est rare qu'un récif ne subisse qu'une seule pression. Par exemple, la surpêche élimine un herbivore essentiel, tandis que les eaux de ruissellement provenant de l'agriculture fournissent des nutriments qui provoquent une prolifération de macroalgues, réduisant l'abondance ou entravant la croissance des coraux et réduisant finalement la capacité concurrentielle des communautés coralliennes. Un récif rendu vulnérable peut être poussé vers l'effondrement écologique par l'ajout d'une deuxième menace (Burke *et al.*, 2011). En 2021, environ 63 % des récifs coralliens du monde étaient considérés comme menacés lorsque les menaces locales étaient combinées au stress thermique, qui reflète les impacts récents de l'augmentation de la température des océans, liée à l'affaiblissement et à la mortalité généralisés en raison du blanchissement massif des coraux (Eddy *et al.*, 2021). L'augmentation croissante des menaces pesant sur les récifs coralliens induit une diminution des services écosystémiques qu'ils rendent.

I.1.5 Principaux services écosystémiques des récifs coralliens

Il existe différentes définitions des services écosystémiques en fonction des biens et des services pris en compte. Dans le cadre de cette thèse, la définition utilisée est la suivante : « les services écosystémiques sont les bénéfices que les Hommes tirent des écosystèmes » (Reid *et al.*, 2005). Ces bénéfices peuvent être regroupés en trois catégories : les biens/produits (ressources naturelles), les services (régulation du climat, protection contre l'érosion) et les avantages culturels (valeurs patrimoniales). Ainsi, à l'échelle de la planète, les récifs tropicaux offrent une large variété de services écosystémiques dont nous ne ferons qu'énoncer les plus importants ou emblématiques, tant la gamme est étendue.

Les récifs coralliens jouent un rôle essentiel en tant qu'habitats et nurseries pour environ 25 % des espèces marines connues (Thornton and Richardson, 2023). Ils contribuent ainsi au cycle nutritionnel des écosystèmes marins et côtiers, favorisant la production primaire (Richmond, 1993; Reaka-Kudla *et al.*, 1997; Johnson *et al.*, 2011; Kench, 2015). En 2011, cette biodiversité riche permettait de nourrir environ 500 millions de personnes (Hoegh-Guldberg, 2011).

Les récifs coralliens jouent également un rôle essentiel dans la protection des littoraux en modifiant l'hydrodynamisme et en réduisant notamment l'énergie des vagues (Ferrario *et al.*, 2014). Ils offrent ainsi une protection précieuse contre l'érosion côtière et préservent les habitats des mangroves et des lagons qui abritent de nombreuses espèces marines. Selon les estimations, plus d'une centaine de pays côtiers bénéficient de cette protection offerte par les récifs (Moberg and Folke, 1999; Johnson and Marshall, 2007). En 2004, Wilkinson et Souter ont estimé que la valeur de la protection des littoraux par les récifs s'élevait à 174 \$ US.km⁻².an⁻¹ à la suite du blanchissement de 1998 dans l'océan Indien. Plus récemment, selon Beck *et al.*, (2018), la présence de récifs permettrait la prévention de plus de 4 millions de \$ US en dommages causés par les tempêtes par an.

Par ailleurs, les littoraux coralliens suscitent un fort intérêt touristique en raison des aménités qu'ils offrent, de leur environnement unique et de leur diversité florale et faunique exceptionnelle. Ils attirent de nombreux visiteurs qui viennent les explorer et les apprécier. Par exemple, selon une estimation de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) en 2012, les bénéfices nets annuels liés au tourisme récifal s'élevaient à environ 10 milliards de \$ US (Huang and Coelho, 2017).

Par le passé, les récifs coralliens avaient une fonction d'approvisionnement en chaux (calcaire) utilisée dans la construction de maisons et l'agriculture pour le contrôle du pH des sols (Dulvy *et al.*, 1995). Cependant, ces utilisations, qui étaient très destructrices pour les récifs, sont devenues marginales au fil des décennies (Barbier *et al.*, 2011). Toutefois, dans l'archipel des Comores et à Madagascar, la pierre de corail (principalement extraite des *Porites*) est encore utilisée pour la création de « masques de beauté » (*Msindzano*²). Ce masque est réalisé en frottant du bois de santal sur une pierre de corail. Il

² Mot en Shimaoré (langue locale)

est utilisé dans le but de réduire les agressions du soleil, des insectes et prévenir des maladies de peau. Il est appliqué au quotidien sur le visage des femmes ou lors de cérémonies et fêtes sous forme de motifs décoratifs dessinés sur le visage.

Pour conclure, les récifs coralliens actuels sont des unités biogéomorphologiques remarquables et particulièrement fragiles étant donné leur relation symbiotique. Ces édifices ont été façonnés par des variations du niveau marin au cours de l'Holocène et sont actuellement principalement contrôlés par les pressions anthropiques. Ce sont des environnements complexes, où une multitude d'interactions se produisent à différentes échelles spatiotemporelles. Ils fournissent une vaste gamme de services écosystémiques, tels que la pêche, la protection côtière, l'habitat, les services culturels et le tourisme. De plus, les récifs coralliens ont une importance culturelle et émotionnelle pour de nombreuses personnes, renforçant ainsi leur valeur globale pour l'humanité. En effet, certains récifs comme la Grande Barrière de Corail (Australie) par exemple, sont classés au patrimoine mondial de l'UNESCO, ou plus localement en réserve naturelle comme le parc naturel marin de Mayotte. Les récifs coralliens de Mayotte constituent un ensemble dynamique remarquable, offrant une grande quantité de services écosystémiques, mais confronté à de multiples menaces dont une anthropisation non maîtrisée.

I.2 Mayotte, un ensemble biogéomorphologique remarquable

L'environnement littoral mahorais est caractérisé par trois unités récifales remarquables, un récif-barrière, une double barrière et un récif frangeant. Ces systèmes récifaux sont le résultat de l'évolution de deux volcans-boucliers caractérisé par une subsidence et une érosion active au cours des 1,5 dernier million d'années. Toutefois, la pression anthropique croissante, due à l'explosion démographique (802 hab.km⁻² en 2021) (Seguin *et al.*, 2023) et aux changements climatiques mondiaux, menace ces environnements. De même, la récente subsidence de l'île d'environ vingt centimètres offre une occasion unique d'observer la réaction des environnements littoraux récifaux face à une augmentation rapide du niveau de la mer.

I.2.1 Contexte volcanique

Situées dans l'hémisphère sud, Mayotte, avec Anjouan, Mohéli et Grande Comore forment l'archipel des Comores. Cet archipel est situé au nord du canal du Mozambique, entre Madagascar et la partie sud du continent africain (Figure I-10). Il est le résultat d'événements géologiques qui remontent à environ 180 Ma, lorsque le vaste continent Gondwana, qui comprenait alors l'Afrique, Madagascar, l'Inde, l'Australie et l'Antarctique, a commencé à se fragmenter progressivement. Cet événement provoque rapidement la séparation entre l'Afrique et Madagascar, ainsi que la formation d'une croûte océanique entre les deux fragments continentaux, permettant la création du bassin des Comores (Michon, 2016; Tzevahirtzian A *et al.*, 2020) (Figure I-11).

D'une superficie de 374 km², Mayotte (12° 50' S, 45° 10' E) est formée de deux îles principales : Grande Terre et Petite Terre, ainsi que d'une trentaine d'îlots volcaniques ou coralliens (Figure I-10). Mayotte s'est édifiée progressivement par l'accumulation de matériaux volcaniques sur le plancher océanique. L'île a ainsi émergé il y a environ 10 Ma avant de constituer de véritables reliefs au cours de plusieurs épisodes volcaniques intenses, séparés par des périodes plus calmes (Debeuf, 2004; Audru *et al.*, 2010). L'histoire géologique et le contexte environnemental de l'île ont permis le développement d'un récif-barrière d'environ 160 km², entrecoupés de nombreuses passes, enfermant un vaste lagon de 1 500 km² et un récif frangeant quasi continu.

Dans une première partie, nous évoquerons l'activité volcanique ancienne de l'île ayant permis sa formation, puis, dans un second temps, nous nous intéresserons tout particulièrement à la récente activité volcanique de l'île.

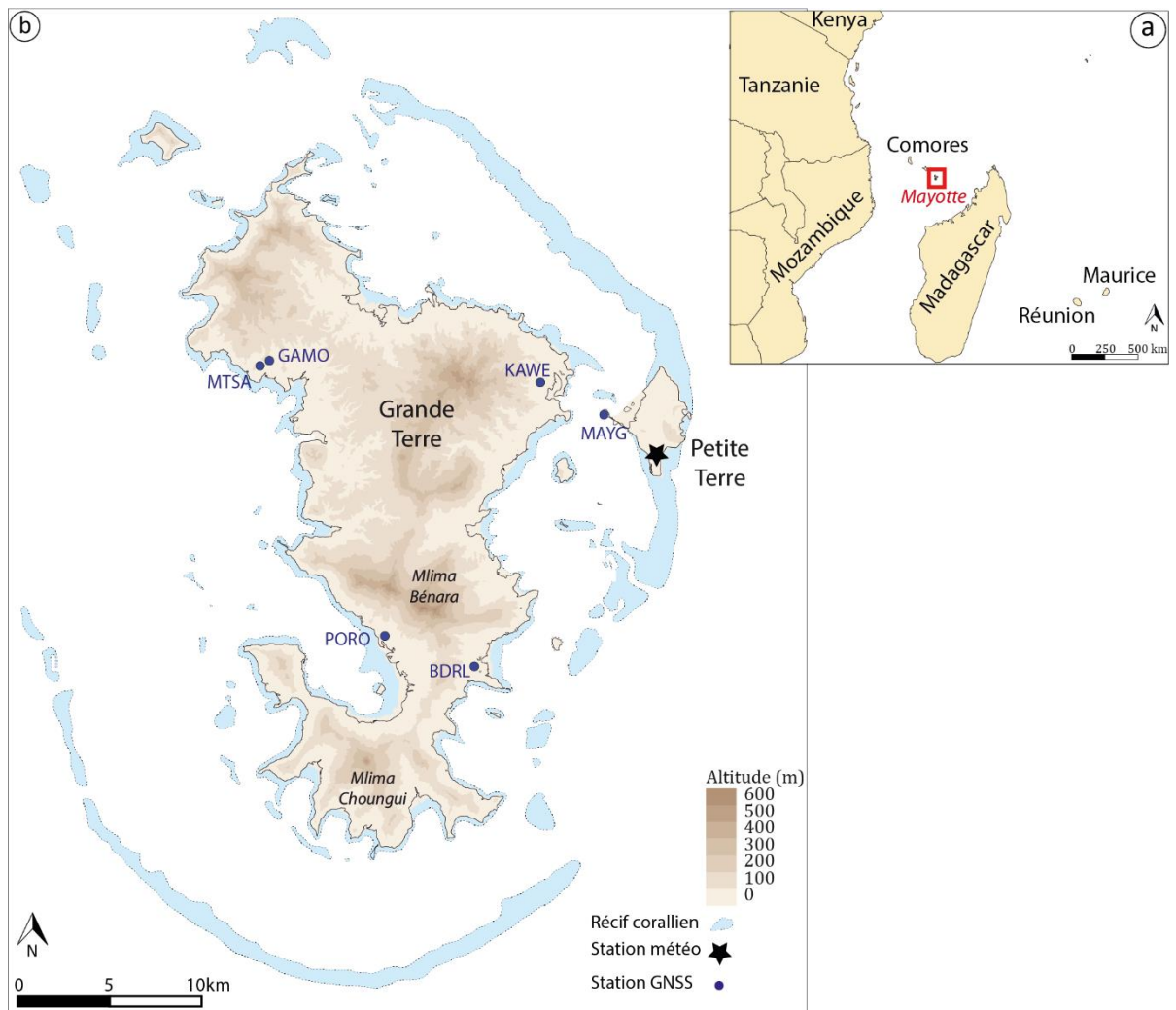


Figure I-10 : Carte de localisation des sites d'étude (a) dans l'océan Indien, (b) à Mayotte

I.2.1.1 L'activité volcanique ancienne

Mayotte, ainsi que les autres îles de l'archipel, représentent les sommets émergés d'une ride sous-marine discontinue, la ride de Davie, qui sépare le bassin de la Somalie du canal du Mozambique (Figure I-11). Les phénomènes à l'origine de cette ride volcanique restent encore difficiles à établir avec certitude. Deux théories principales ont été avancées afin d'expliquer la formation de l'archipel. Elles diffèrent principalement par l'origine du magmatisme. Selon la première hypothèse, le rajeunissement du volcanisme d'est en ouest (d'environ 20 Ma à actuel) et l'orientation sublinéaire pourraient être expliqués par la présence d'un point chaud en profondeur (Hajash and Armstrong, 1972; Morgan, 1972; Emerick and Duncan, 1982; Class *et al.*, 1998; Claude-Ivanaj *et al.*, 1998; Debeuf, 2004). Selon cette théorie, Mayotte, qui présente un stade d'érosion importante serait considérée comme l'île la plus ancienne de l'archipel. Cependant, cette idée est remise en question par le fait que les manifestations les plus récentes du volcanisme de Mayotte ne datent que de quelques milliers d'années. En outre, bien que

le Karthala, volcan de Grande Comore, soit actuellement le seul volcan actif émergé de la région, des recherches indiquent que la création d'Anjouan, Mohéli et Grande Comore a commencé presque simultanément il y a environ 10 Ma (Michon, 2016). Ainsi, une seconde hypothèse suggère que le volcanisme de l'archipel des Comores est lié aux fractures lithosphériques régionales induites par les interactions entre la plaque somalienne et le bloc Lwandle dans un contexte d'extension créé par le détachement de Madagascar (Upton, 1982; Nougier *et al.*, 1986) (Figure I-11). Cette hypothèse est corroborée par l'activité volcanique récente au large de Mayotte (Lemoine *et al.*, 2020; Tzevahirtzian A *et al.*, 2020; Bertil *et al.*, 2021).

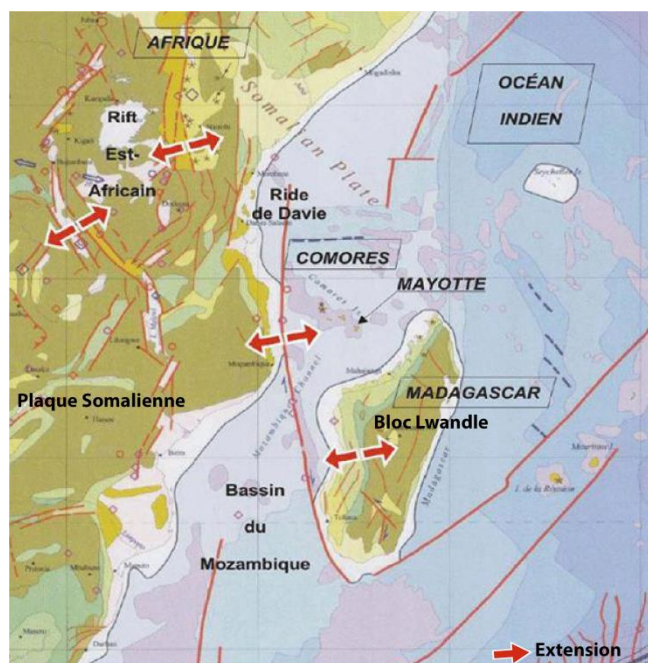


Figure I-11 : Contexte tectonique du sud-ouest de l'océan Indien (adaptée d'après CCGM et UNESCO, 2002³)

Quelle qu'en soit son origine, l'activité volcanique ayant formé l'archipel des Comores a débuté il y a environ 20 Ma par la formation de l'île de Mayotte (Michon, 2016). Cette formation peut être séparée en quatre grandes étapes (Figure I-12) :

- Tout d'abord, la formation de l'île commence il y a environ 20 Ma, par la formation du volcan-bouclier sud (**complexe Sud**) (20 - 1,95 Ma). Il présente actuellement une morphologie de relief ancien, principalement composée de roches fortement altérées telles que les basanites, néphélinites et phonolites.
- Ensuite, le complexe **Nord-Ouest** est formé entre 8 et 0,8 Ma. Il est caractérisé par une morphologie plus jeune et moins érodée, marqué par des collines abruptes et représentant

³<https://claudegrandpeyvolcansetglaciers.com/2021/02/22/le-morcellement-de-madagascar-the-fragmentation-of-madagascar/>

la phase de construction du volcan-bouclier du Nord. Il est constitué essentiellement de basaltes, de basanites et de phonolites.

- Entre 2,7 et 0,15 Ma, le complexe **Nord-Est** est créé. Il est marqué par un substrat volcanique altéré de basalte et de phonolite. Il a permis la formation du mont de M'Tsapéré (572 m), composé de coulées de tufs de basalte, de basanite, de téphrite et de phonolite.
- Enfin, le volcanisme de formation de Mayotte s'est terminé entre 0,15 Ma – 4 000 ans par la formation de **Petite Terre** (203 m) qui est le résultat de dépôts de ponces et de cendres déposés autour des maars (Zinke *et al.*, 2003). Cependant, des émissions de gaz hydrothermaux riches en CO₂ sont encore observées au nord-est de Petite Terre et dans le lac Dziani. Ces dégazements pourraient être en lien avec l'évolution de flux de magma alimentant une activité volcanique éruptive (REVOSIMA, 2023).

Ainsi, les reliefs actuels de Mayotte résultent de 20 Ma de construction, d'érosion et d'altération (Debeuf, 2004; Nehlig *et al.*, 2013; Vittecoq *et al.*, 2014). Les lignes de crêtes actuelles correspondent aux anciennes intrusions phonolitiques (Bénara, Choungui), par inversion du relief (Figure I-12).

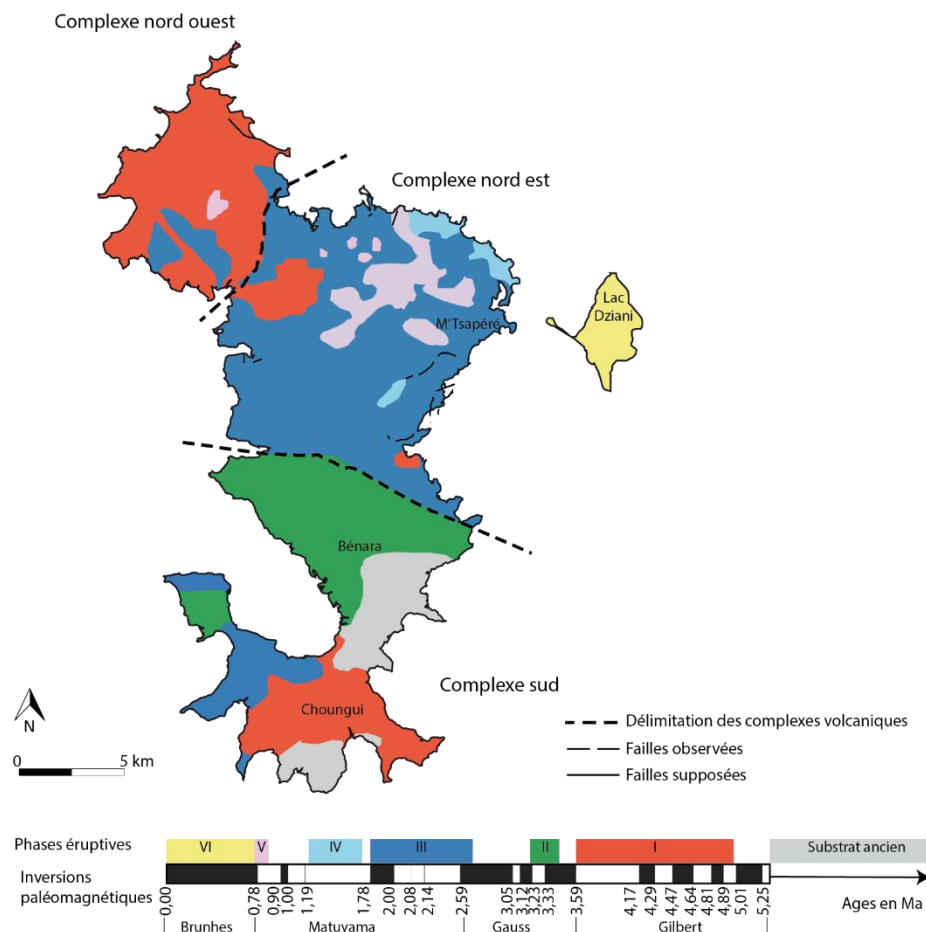


Figure I-12 : Carte géologique simplifiée de Mayotte (adaptée d'après Vittecoq *et al.*, (2014))

Mayotte est parcourue par plusieurs failles normales, orientées selon les axes N 170 °, N 140 ° et N 40 ° (Figure I-12). Ces discontinuités géologiques sont probablement le résultat d'une activité

tectonique régionale, matérialisée par l'ouverture de la ride de Davie (bassin Somalien) et par la présence d'une zone d'extension entre l'Afrique de l'Est et le nord de Madagascar (Scrutton *et al.*, 1981; Bertil and Regnault, 1998; Phethean *et al.*, 2016). Cette tectonique régionale est associée à une tectonique locale, liée aux effondrements de caldeiras et de monts sous-marins, induisant des concavités, par exemple au niveau de la barrière sud-est (Audru *et al.*, 2006).

I.2.1.2 La récente activité volcanique de l'île de Mayotte (2018-2023)

L'archipel des Comores se situe dans une région sismique considérée comme modérée (Bertil *et al.*, 2021; REVOSIMA, 2023). En effet, entre 1904 et 2017, seule une dizaine de séismes de magnitude supérieure à 4,5 ont été enregistrés (Figure I-13). Parmi ces événements sismiques, le séisme le plus puissant s'est produit le 21 septembre 2016 au sud-est de Mayotte, atteignant une magnitude de 5,21. Le petit nombre, les faibles magnitudes et les grandes incertitudes de position ne permettent pas la détection d'une direction spécifique à partir de la distribution spatiale de ces séismes (Audru *et al.*, 2010; Bertil *et al.*, 2021).

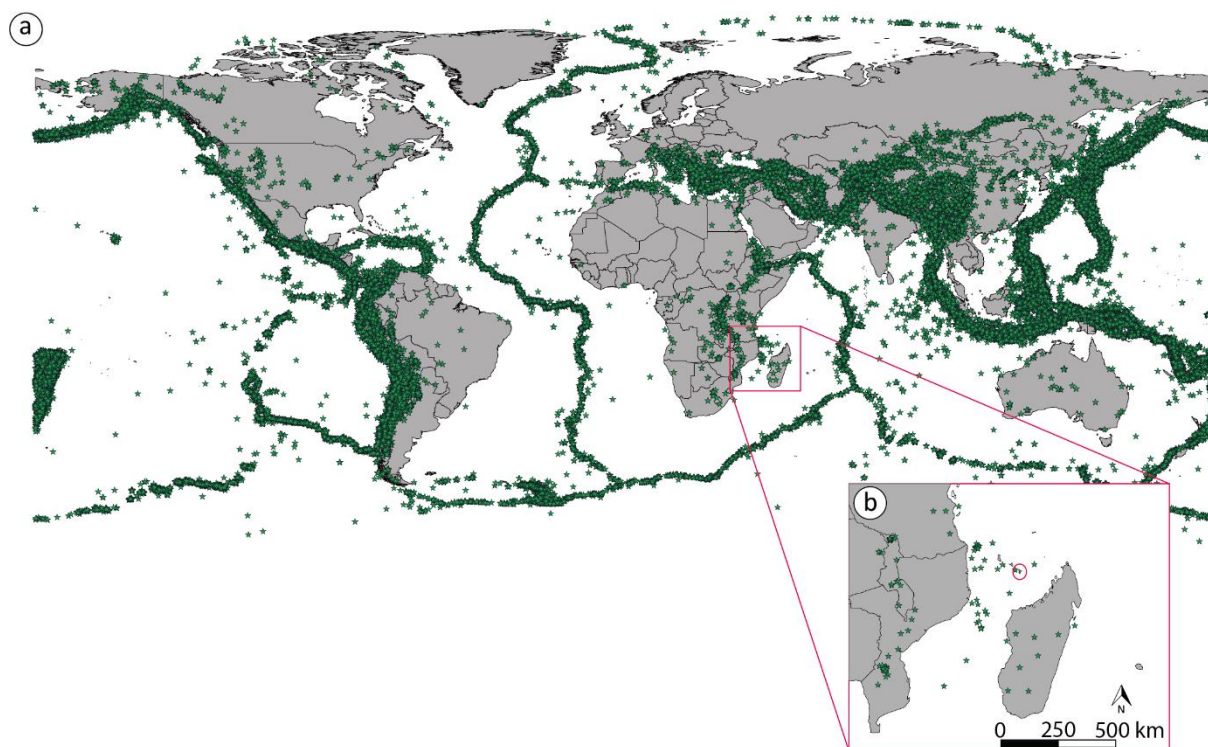


Figure I-13 : (a) Carte des séismes enregistrés de magnitude supérieure à 4,5 entre 1904 et 2017. (b) Zoom sur l'ouest de l'océan Indien avec l'île de Mayotte entourée en rouge. Source des données ISG-GEM 2023 <http://doi.org/10.31905/D808B825>

Cependant, depuis mai 2018, la situation volcano-tectonique de l'île de Mayotte a connu une nouvelle manifestation inédite à l'échelle historique. En effet, une activité sismique importante a affecté l'île, avec 1 109 événements de magnitude supérieure à 3,5 enregistrés entre mai et novembre 2018 (Lemoine *et al.*, 2020). Cette activité sismique résultait de la déflation d'un réservoir magmatique situé à une trentaine de kilomètres de profondeur sous Petite-Terre, ayant entraîné la création d'un nouvel

édifice volcanique sous-marin, nommé Fani Maoré, de 800 m de haut, situé à 3 500 m de profondeur, à environ 50 km à l'est de Petite-Terre (Figure I-14) (Feuillet *et al.*, 2019; Cesca *et al.*, 2020). Les séismes associés à cette activité volcanique ont formé deux essaims avec des épices regroupés en mer, entre 5 et 15 km à l'est de Petite Terre pour l'essaim proximal et à 25 km à l'est de Petite Terre pour l'essaim distal, à des profondeurs comprises majoritairement entre 25 et 50 km (Figure I-14) (Feuillet *et al.*, 2019; Cesca *et al.*, 2020). La majorité de ces séismes était de faible magnitude, mais plusieurs événements de magnitude modérée (le maximum ayant eu lieu le 15 mai 2018 avec une magnitude de 5,9) ont été enregistrés. Bien que le nombre de séismes ait diminué depuis 2018, une sismicité continue persiste avec par exemple 360 séismes enregistrés en février 2023 (REVOSIMA, 2023).

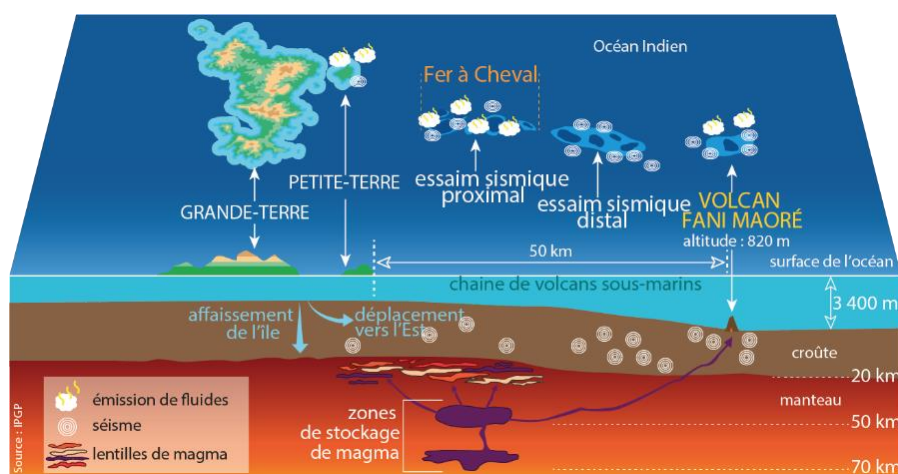


Figure I-14 : Schéma de la récente activité volcanique au large de Mayotte (source : IGP 2023)

La crise volcanique que subit Mayotte peut être divisée en cinq phases, correspondant aux différentes phases de remontées magmatiques (Feuillet *et al.*, 2019; Lemoine *et al.*, 2019, 2020; Cesca *et al.*, 2020; REVOSIMA, 2023) :

- Phase 1 : du 10/05/2018 au 07/06/2018 : une série de tremblements de terre volcano-tectoniques (VT) très énergétiques frappe Mayotte. Entre le 15 et le 20 mai, 11 événements de magnitude supérieure à 5 et entre 10 à 30 tremblements ressentis par jour se sont produits. L'épicentre des séismes était situé à environ 35 km à l'Est de Mayotte et à une profondeur de 22 km. Les estimations de profondeur du centre de la sismicité montrent une remontée du 31/05/2018 au 07/06/2018.
- Phase 2, du 07/06/2018 au 28/06/2018 : les épices des séismes se déplacent vers le Sud pour se rapprocher de la position actuelle du mont sous-marin
- Phase 3, du 28/06/2018 au 17/09/2018 : la fréquence et la magnitude des séismes VTs diminuent. Les séismes de très longues périodes (*Very Long Period*, VLPs) (périodes d'environ 15 s) deviennent dominants.
- Phase 4, du 17/09/2018 à mai 2019 : les VLPs augmentent progressivement, accompagnés d'un nouveau type de VT. La période des VLPs augmente doucement de 15,2 s en juin à

15,6 s en octobre, puis elle rediminue en février pour atteindre 15,3 s. De façon traditionnelle, lors de la fin de la vidange du réservoir, des failles de pendage raide vers l'extérieur se forment au moment de la rupture du toit. Les mécanismes de poussée des VTs, typiques de la phase 4, étant incompatibles avec le régime de contraintes NE – SO, ont nécessité une forte perturbation des contraintes, probablement fournie par l'évacuation du réservoir de magma.

- Phase 5, ralentissement progressif du nombre de séismes depuis juillet 2019, bien qu'une sismicité persiste. De plus, depuis fin 2020, les signaux de déformation verticaux et horizontaux sont devenus trop faibles pour être interprétés sans équivoques.

Ces perturbations actives peuvent être regroupées en deux stades, un premier joignant les phases 1 et 2, associé à la migration d'un essaim sismique énergétique des profondeurs vers une zone moins profonde. Cela correspond à la propagation du magma le long de la cheminée et sur toute la croûte. La seconde perturbation regroupe les phases 3 et 4 et est le résultat de l'action simultanée des VLPs, des VTs, et d'une large déflation. Cette perturbation est liée à l'évacuation du réservoir du sub-Moho et des multiples interactions entre le magma et la roche-réservoir (Figure I-14).

Selon les modèles, la première éruption est datée du 18 juin 2018 (*Cesca et al., 2020*) ou du 3 juillet 2018 (*Lemoine et al., 2020*) avec un flux minimum moyen entre 172 et 181 m³.s⁻¹ sur une durée de 320 à 336 jours. Depuis la création du volcan, 4 nouveaux points de sorties ont été identifiés :

- Un au sud, avec un flux d'environ 0,2 km³ en 30 jours
- Un à l'ouest, pour 0,3 km³ en 43 jours,
- Et enfin 2 au nord avec respectivement des coulées de 0,08 km³ en 21 jours et 0,8 km³ en 265 jours.

Cette activité volcanique a également induit un déplacement de l'île vers l'est de 21 à 25 cm et vertical (subsidence) de 10 à 19 cm (*REVOSIMA, 2023*). Pour suivre ces déplacements depuis le début de la crise, cinq nouvelles stations ont été installées à terre afin de suivre les déformations et mouvements du sol. La station GNSS MAYG, quant à elle, présente depuis 2014 a permis d'estimer et de supprimer les effets saisonniers indépendants de l'activité volcanique (Figure I-10 et Figure I-15) (*Lemoine et al., 2020*).

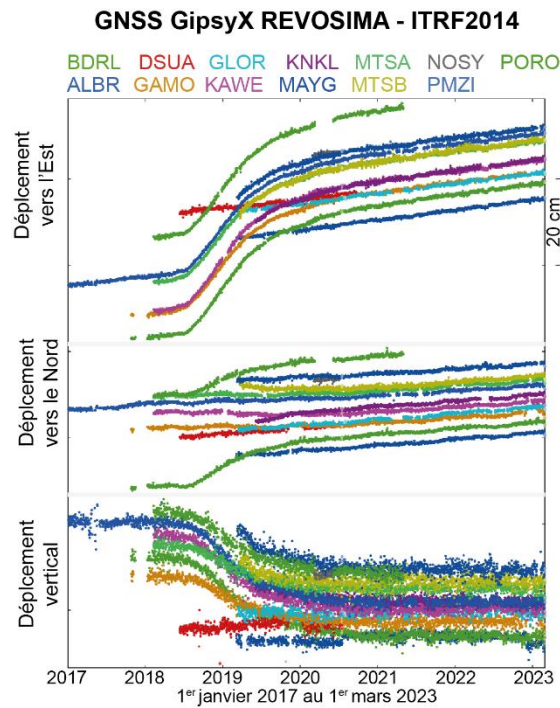


Figure I-15 : Déformation des stations GNSS (source REVOSIMA, (2023))

I.2.2 Mise en place des récifs coralliens

L'histoire géologique de Mayotte et son contexte environnemental ont permis le développement d'un système récifal important. Comme nous l'avons évoqué précédemment, le développement des récifs coralliens est fortement dépendant des variations du niveau marin. Ainsi, les variations du niveau marin à Mayotte ont permis la mise en place et le développement d'un contexte récifal remarquable. Outre sa grande diversité spécifique, il présente des singularités géomorphologiques et des paysages sous-marins diversifiés. Le complexe récifal de Mayotte comprend :

- Un récif barrière, dont une partie est immergée, long de 140 km et large de 800 à 1 500 m, entrecoupés de 12 passes, avec une pente externe à éperons sillons ou en tombants.
- Une double barrière (interne) au sud-ouest, discontinue et d'une longueur de 18 km témoignant d'un affaissement secondaire de l'île sur cette zone (Gabrié *et al.*, 2003).
- Un lagon d'une profondeur moyenne d'environ 35 m, à fond sédimentaire et parsemé de pâtés coralliens et de récifs internes émergents ou non.
- Des récifs frangeants, de 50 à 800 m de large et 210 km de long installés sur le pourtour de Grande Terre et des îlots du lagon.

D'une surface d'environ 1 500 km² et environ 270 km² de structures récifales, le complexe récifo-lagonaire de Mayotte est ainsi l'un des plus grands de l'océan Indien. Son évolution est étroitement liée aux variations du niveau de la mer, à l'enfoncement de l'île et à l'érosion des formations volcaniques. La recolonisation du fond lagonaire de Mayotte a été influencé par plusieurs facteurs

notamment par (i) les variations du niveau marin en termes de taux et d'amplitude, combinées à (ii) des changements hydrodynamiques dans les zones peu profondes (iii) la pénétration de la lumière et (iv) la turbidité de l'eau dans la colonne d'eau, ainsi que (v) l'apport en nutriments et (vi) les conditions du substrat pré-Holocène (Zinke and Zoback, 2000; Zinke *et al.*, 2003). Les échanges d'eau actuels entre le lagon et l'océan ouvert sont déterminés par la bathymétrie et la continuité de la barrière récifales, qui ont été influencées par la topographie pré-Holocène et le potentiel de croissance du récif. Au cours de la transition Holocène, le lagon de Mayotte s'est progressivement transformé en un bassin sédimentaire de plus en plus isolé, ce qui a eu un impact sur la distribution des communautés biogéniques benthiques et pélagiques (Zinke *et al.*, 2005). Plusieurs études ont permis de retracer l'histoire du niveau marin de Mayotte depuis la fin du Pléistocène supérieur (26 000 ans), notamment en utilisant des méthodes de datation des coraux (Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990; Blanchon and Shaw, 1995; Dullo *et al.*, 1998; Zinke *et al.*, 2003, 2005; Camoin *et al.*, 2004). La séquence de récifs-barrières de l'Holocène à Mayotte atteint une épaisseur de 20 mètres et repose sur un cadre récifal plus ancien datant du Pléistocène (Camoin *et al.*, 1997). Après une longue période d'exondation pendant la précédente période glaciaire, la croissance des récifs-barrières a repris il y a environ 9 200 ans (Camoin *et al.*, 1997; Zinke *et al.*, 2003).

I.2.2.1 Constructions récifales et variations du niveau marin à Mayotte depuis la fin du Pléistocène supérieur

La datation des coraux du récif-barrière de Mayotte indique que les variations du niveau de la mer à la fin du Pléistocène supérieur et à l'Holocène ont eu un impact sur leur croissance (Camoin *et al.*, 1997, 2004). Il y a environ 26 000 ans, lors du dernier maximum glaciaire, les structures récifales sont exondées, ce qui a formé les formations karstiques visibles actuellement par endroits (Zinke *et al.*, 2003; Camoin *et al.*, 2004). À cette époque, le niveau marin était d'environ -150 ± 5 m par rapport au niveau actuel (Dullo *et al.*, 1998). Entre 26 000 et 18 000 ans, une transgression marine a entraîné une augmentation du niveau de la mer jusqu'à environ -110 ± 5 m par rapport au niveau actuel (Camoin *et al.*, 2004). La poursuite de la déglaciation a engendré une augmentation rapide du niveau marin entre 18 000 et 13 500 ans, atteignant environ -90 m par rapport au niveau actuel (Fairbanks, 1989; Camoin *et al.*, 1997; Dullo *et al.*, 1998). Après une période de stabilité, une nouvelle transgression marine s'est produite entre 12 700 et 9 640 ans, se déroulant en trois phases distinctes. Dans un premier temps, entre 12 700 et 11 950 ans, le niveau de la mer a augmenté progressivement, atteignant environ -65 m par rapport au niveau actuel. Ensuite, entre 11 600 ans, l'élévation du niveau marin s'est accélérée, avec un taux d'élévation atteignant $17,5 \text{ mm.an}^{-1}$, entraînant l'inondation des parties les plus profondes du grand lagon entourant l'île de Mayotte par les passages karstiques creusés dans le récif-barrière du Pléistocène pendant l'étiage glaciaire (Zinke *et al.*, 2003, 2005). Pendant l'intervalle de 11 600 à 11 000 ans, des mangroves se sont développées dans le lagon extérieur, ce qui indique une courte période de stagnation ou au moins une élévation réduite du niveau de la mer. Une élévation rapide du niveau de la mer à 11 000 ans, probablement liée à ce que l'on appelle les eaux de fonte, s'est produite dans la région de Mayotte.

L'élévation continue du niveau de la mer a provoqué un nouveau recul du littoral, inondant la majeure partie du lagon. L'inondation du sommet du récif-barrière du Pléistocène s'est produite vers 8 600 ans, ce qui est indiqué par une augmentation abrupte des grains de squelettes pélagiques (ptéropodes, foraminifères pélagiques) et des teneurs élevées en carbonate de calcium des sédiments dans les deux carottes du lagon en face de Bouéni à ce niveau de référence. Les datations les plus anciennes existantes des récifs de Mayotte sont estimées autour de 10 000 ans, avec des taux d'accrétion supérieurs à 31 mm.an^{-1} , tandis que d'autres récifs de la région n'ont pas atteint de tels taux d'accrétion (Camoin and Webster, 2015). Le temps de latence entre l'inondation du substrat et le début de la croissance récifale Holocène était probablement très court et les récifs ont suivi l'élévation du niveau de la mer, comme le montre leur modèle de croissance continue (Zinke *et al.*, 2005). Le récif-barrière s'est accru très rapidement entre 9 600 et 7 500 ans et a créé une barrière qui a réduit les échanges entre l'océan ouvert et le lagon. Une inflexion claire de l'élévation du niveau de la mer est observée entre 7 500 et 7 000 ans, lorsque celle-ci a diminué à environ $1 \text{ à } 2 \text{ mm.an}^{-1}$ jusqu'à atteindre sa position actuelle (Camoin *et al.*, 1997, 2004). À cette époque, les taux d'accrétion récifale ont également diminué pour atteindre en moyenne $1 \text{ à } 2 \text{ mm.an}^{-1}$, ce qui montre bien une capacité des récifs coralliens aux variations du niveau marin (Camoin and Webster, 2015). Enfin, dans l'océan Indien occidental, la stabilisation du niveau de la mer à son niveau actuel s'est produite entre 2 500 et 3 000 ans (Camoin *et al.*, 1997, 2004). Les récifs frangeants ont pu rattraper le niveau de la mer et atteindre leur position proche de la surface peu de temps après cette stabilisation. L'accrétion récifale a finalement diminué lorsque la surface du récif s'est approchée à moins de 2 m de la surface de la mer, indépendamment de la profondeur initiale du substrat colonisé (Camoin and Webster, 2015). Ces variations du niveau marin se conjuguent à la subsidence de l'île, estimée entre $0,13 \text{ et } 0,25 \text{ mm.an}^{-1}$ depuis la stabilisation du niveau de la mer (Colonna Michel *et al.*, 1996; Camoin *et al.*, 1997, 2004; Dullo *et al.*, 1998).

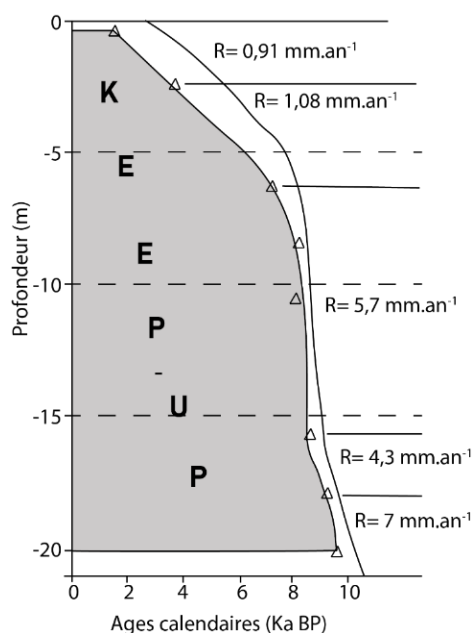


Figure I-16 : Courbe de remontée du niveau marin à Mayotte (courbe noire) et croissance récifale associée (triangle) (adaptée d'après Camoin *et al.*, (2004))

I.2.2.2 Variations récentes (1985-2023) du niveau marin à Mayotte

Si la connaissance des variations passées du niveau marin est importante et permet une meilleure compréhension de la mise en place des récifs coralliens autour de l'île, dans un contexte de croissance démographique importante et de changement climatique, il semble indispensable de s'intéresser aux variations récentes du niveau de mer. Ainsi, depuis 1963, un marégraphe est installé à Dzaoudzi (Petite Terre). Il mesure les variations du niveau de la mer. Celui-ci a fonctionné par intermittence sur la période 1963 - 2009 et quasi continuellement entre 2009 et 2023. Ces informations, bien que partielles, permettent de dégager de grandes tendances sur les variations du niveau marin entre 1985 et 2023.

Entre 1985 et 2018, le niveau marin à Mayotte montre une tendance linéaire d'élévation d'environ $2,5 \text{ mm.an}^{-1}$ (Figure I-17). Cette valeur est à nuancer au vu du jeu de données partiel, des fluctuations interannuelles et de la durée de la série temporelle (33 ans). Elle reste cependant cohérente face aux variations trouvées à l'échelle mondiale (de l'ordre de $3,16 \text{ mm.an}^{-1}$) (IPCC, 2019). Plus spécifiquement au sein de l'océan Indien, l'augmentation du niveau de la mer est comprise entre $2,1$ et $5,19 \text{ mm.an}^{-1}$. Ces variations sont en partie dues au lien entre le passage des eaux chaudes généralement stockées dans l'océan Pacifique (Roxy *et al.*, 2014; Carvalho and Wang, 2019). Ainsi, la valeur obtenue par l'étude des données du marégraphe ($2,5 \text{ mm.an}^{-1}$) est cohérente avec les valeurs régionales et mondiales.

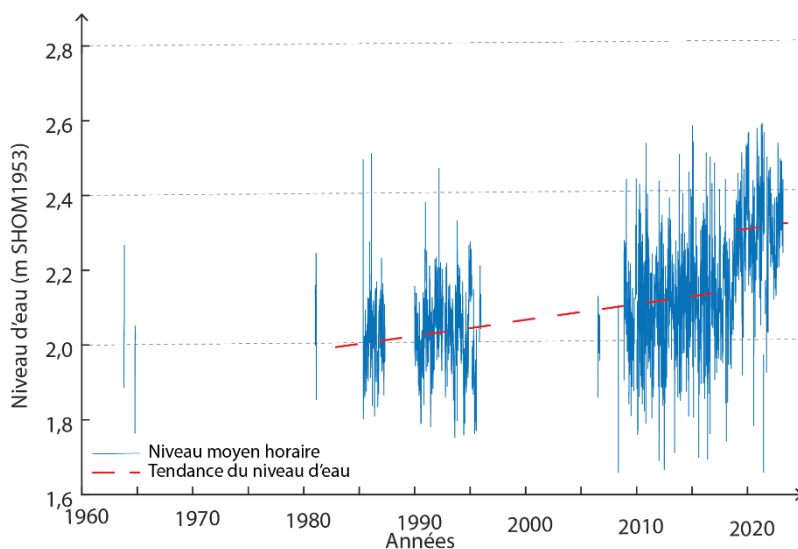


Figure I-17 : Niveau de la mer quotidien moyen à la station marégraphique de Dzaoudzi de 1963 à 2023. Les pointillés rouges montrent la différence distincte du niveau de la mer entre les phases pré-sismiques et post-sismiques (source des données Data Shom).

En réponse à la subsidence rapide de l'île entre mai 2018 et fin 2020 (voir I.2.1.2) une augmentation brutale, de l'ordre de $107,6 \text{ mm.an}^{-1}$ (soit 19 cm) du niveau d'eau relatif, s'est produite et est visible sur l'analyse des niveaux d'eau moyens (Figure I-17). Toutefois, cette variation n'a pas été uniforme sur toute l'île. En effet, l'élévation du niveau de la mer a été proportionnelle à l'enfoncement

vertical de l'île. Ainsi, la côte Est a été plus fortement affectée (-22,7 cm au niveau de la station de Pamandzi – PMZI) que la côte Ouest (-13,1 cm au niveau de la station de Mtsamboro MTSB) (Grandin *et al.*, 2019).

Cette rapide élévation relative du niveau de la mer à Mayotte pourrait entraîner des changements dans les conditions environnementales au-dessus des récifs. Les récifs peuvent adopter différentes réponses à ces modifications de conditions environnementales. En effet, une augmentation de la hauteur peut créer de nouveaux espaces propices à la colonisation et favoriser un développement horizontal des récifs (Buddemeier and Smith, 1988; Dullo, 2005; Woodroffe and Webster, 2014; Van Woesik *et al.*, 2015). Cependant, dans certains cas, une augmentation de la hauteur d'eau peut également entraîner une augmentation de l'énergie des vagues à travers le récif et accentuer la fragmentation physique des coraux. La capacité des récifs à rattraper le niveau marin (*keep up* ou *catch up*) dépend principalement de l'état de santé du récif. Ainsi, dans le cas spécifique de la subsidence rapide de l'île de Mayotte, il est crucial de considérer l'état de santé préexistant du récif.

I.2.3 État de santé des récifs coralliens mahorais et relation avec l'anthropisation

Dans les années 1980, le développement rapide des zones côtières mahoraises a exercé d'importantes pressions anthropiques sur les mangroves et les bassins versants, ce qui a entraîné une dégradation significative des récifs frangeants de Mayotte (Gardes and Salvat, 2008). Dans la perspective de mieux comprendre et de limiter cette dégradation, un réseau de suivi de l'état des coraux a été mis en place à la fin des années 1990. Ainsi, depuis 1998, l'Observatoire des Récifs Coralliens de Mayotte (ORC) étudie l'évolution de l'état de santé des récifs. La source principale d'informations pour cette partie est le rapport de l'IFRECOR de 2021 sur l'état de santé des récifs coralliens, des herbiers marins et des mangroves des Outre-Mer Français (IFRECOR, 2021).

Les fluctuations de la couverture corallienne à Mayotte ont principalement été influencées par plusieurs événements de blanchissement corallien (survenu en 1983, 1988, 1998, 2010 et 2016), des infestations d'*Acanthaster* (observées en 1977, 1992-1993, 2001 et 2009) et des impacts des cyclones (comme le cyclone Fame en 2008) (Figure I-18). Ces événements ont entraîné des baisses brusques de la couverture corallienne dans les zones touchées, principalement en raison de la mortalité des coraux de type acropores. Par la suite, les stations du réseau de suivi ont connu des périodes de reprise de la couverture corallienne, dont la rapidité varie en fonction de la résilience de chaque station. En revanche, les stations qui n'ont pas été touchées par ces événements ont continué leur développement avec une augmentation de leur couverture corallienne.

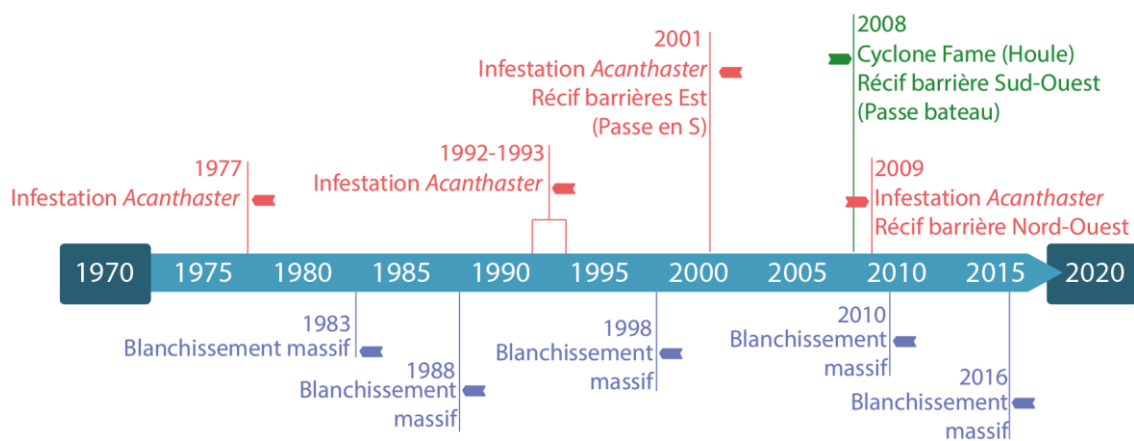


Figure I-18 : Frise chronologique des principaux événements ayant entraîné une mortalité de masse des récifs coralliens à Mayotte entre 1970 et 2020 (d'après IFRECOR, (2021))

En parallèle des effets du changement climatique qui entraînent des conséquences marquées, mais épisodiques sur la structure des récifs et des écosystèmes associés de Mayotte, ces derniers sont également soumis aux impacts directs et indirects du développement économique de l'île et de sa croissance démographique rapide. Le contexte socio-économique et géopolitique de Mayotte a entraîné une augmentation récente, rapide et incontrôlée de la population humaine, ainsi que des pressions qui en découlent. Si les facteurs d'altération des sols et de l'érosion des terres sont avant tout naturels, l'accroissement très important de la sédimentation dans le lagon depuis quelques dizaines d'années (Landemaine *et al.*, 2017; Desprats and Rinaudo, 2019) est dû à un renforcement des phénomènes d'érosion des bassins versants par les activités humaines, la mise à nu des sols pour l'agriculture et la construction d'habitat (Desprats *et al.*, 2016). L'érosion des sols et le transport des particules via les ravines se déversent dans le lagon, entraînant une augmentation significative de la sédimentation fine et de la turbidité, en particulier pendant la saison des pluies (Jeanson *et al.*, 2021b).

Entre 2015 et 2020, les pressions anthropiques ont entraîné des conséquences importantes sur les récifs, en particulier sur la zone frangeante qui présente, majoritairement, un état de santé moyen, mais stable, à l'exception de Mronabeja, au sud, qui a vu son état de santé se dégrader et de Douamougno, au nord, qui a présenté un bon état de santé. Les récifs-barrières nord et sud ont également subi une dégradation de leur état de santé depuis 2015. Seule la passe S ainsi que l'îlot récifal au large de Longoni présentent un bon état de santé. Les stations étudiées montrent que 70 % d'entre elles ont un état de santé médiocre, tandis que seuls 30 % présentent un bon état de santé. En outre, 40 % des récifs ont vu leur état de santé se dégrader, tandis que 20 % ont connu une amélioration (40 % sont restés stables par rapport à 2015) (Figure I-19).

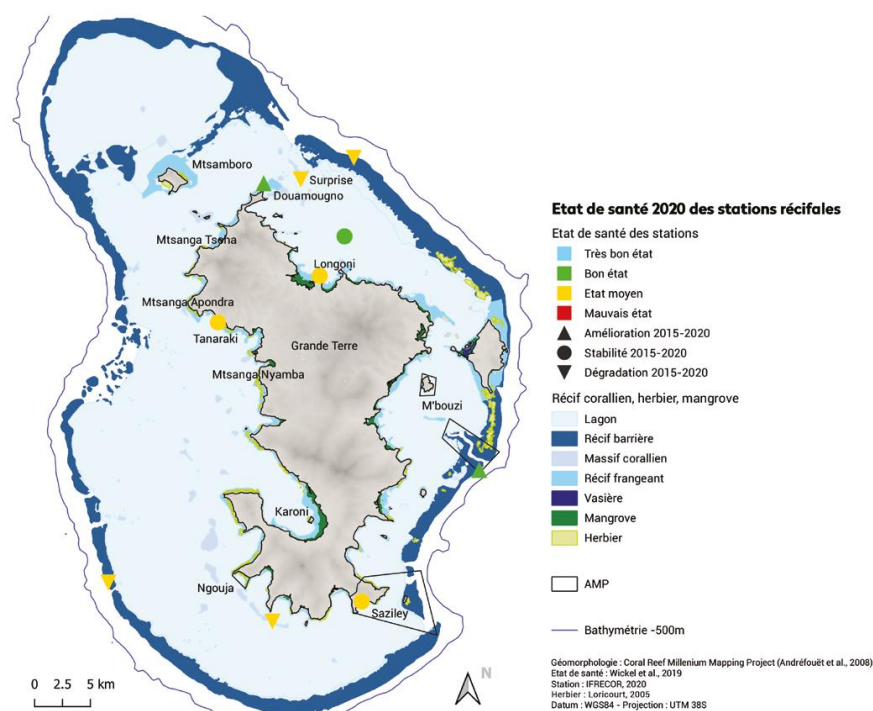


Figure I-19 : carte de l'évolution de l'état de santé des récifs de Mayotte entre 2015 et 2020. Certains sites (récifs frangeants et récifs internes) possèdent 2 stations situées à des profondeurs différentes. Seule la station située sur le haut du front récifal, la plus sujette aux variations temporelles, est présentée sur la carte afin d'en améliorer la lisibilité. (source IFRECOR, (2021))

Les nombreux séismes associés à l'activité volcano-tectonique récente de l'île ont entraîné des éboulis sur les pentes abruptes et des retournements d'acropores tabulaires. Cependant, la subsidence a, quant à elle, eu un impact positif local. En effet, les récifs sont moins exondés lors des grandes marées de vives-eaux, ce qui a permis une reprise des peuplements coralliens sur certains fronts récifaux frangeants, notamment dans le secteur central-est (Nyambadao). En raison de ce contexte global de forte pression sur les zones littorales, les récifs coralliens de Mayotte sont signalés en déclin depuis 1977 (IFRECOR, 2021).

I.2.4 Conditions météo-marines lagonaire de Mayotte

Les conditions météo-marines lagonaires font référence aux caractéristiques atmosphériques et océaniques spécifiques qui influencent les conditions d'agitation à l'intérieur d'un lagon. Elles peuvent être influencées par plusieurs facteurs tels que l'origine et l'énergie des vagues incidentes, les marées ou encore par les vents locaux. Les conditions météo-marines lagonaires déterminent la quantité d'énergie arrivant sur les récifs frangeants et donc l'énergie contribuant aux changements morphogéniques.

Comme nous l'avons évoqué précédemment (voir I.1.3), si la circulation océanique dans le canal du Mozambique est globalement orientée vers le sud, elle est principalement influencée par de grands gyres anticycloniques (*eddies*) (Schott and McCreary, 2001; Schouten *et al.*, 2003; Mawren *et al.*, 2020).

Les connaissances actuelles de l'hydrodynamisme lagonaire de Mayotte montrent une faible influence de ces courants océaniques. Ce phénomène pourrait s'expliquer par le rôle du récif-barrière qui limite les échanges avec l'océan ouvert (Chevalier *et al.*, 2017). Ainsi, la circulation lagonaire semble principalement régulée par la marée et les régimes de houles que nous allons à présent décrire.

I.2.4.1 Les conditions de marée et notion de hauteur d'eau à Mayotte

Mayotte est soumise à un régime de marée semi-diurne, mésotidal avec un marnage moyen de 3,20 m en période de vives eaux. Ce marnage, relativement important, est principalement dû à la localisation de l'île dans la partie nord du canal du Mozambique, concentrant l'onde de marée au sein du canal du Mozambique. Les valeurs caractéristiques (basse mer de vives eaux, niveau moyen, pleines mers de vives eaux) de la marée constituent des renseignements complémentaires aux prédictions de hauteurs d'eau. Elles sont calculées à partir des constantes harmoniques semi-diurnes et diurnes contiennent l'essentiel (de l'ordre de 80 à 90 %) du signal de marée, permettant de déterminer avec une bonne précision les caractéristiques fondamentales de la marée (niveau moyen, pleines mers de vives eaux, basses mers de vives eaux) pour un lieu donné⁴. Toutefois, le niveau moyen de la mer est une notion générique qu'il convient de préciser pour bien comprendre les signaux contenus dans les séries de valeurs et pour en interpréter les variations. Ici, nous utiliserons la définition du service international du niveau moyen de la mer (*Permanent Service for Mean Sea Level – PSMSL*), qui le définit comme le résultat d'un filtrage numérique des hauteurs observées en un lieu donné tendant à éliminer les composantes sinusoïdales⁵. Ainsi, le niveau moyen est une référence altimétrique verticale et normalisée qui permet de définir une altitude topographique notamment en cartographie, navigation maritime, aviation et météorologie. Ce niveau est, par définition, variable dans l'espace. Le recours à la méthode de concordance avec un marégraphe de référence voisin est de ce fait indispensable. La concordance porte sur les basses mers mesurées par les deux marégraphes. En contexte de tectonique active (enfouissement, soulèvement) se pose la question de l'actualisation et de la validation des données. À Mayotte, ce niveau a été calculé en 2015 à partir du port de référence de Dzaoudzi et est de 0,35 m par rapport à la référence altimétrique de l'île (SHOM 1953) (Tableau I-2). Les deux marégraphes temporaires ayant permis la calibration de ce niveau moyen ont été installés au centre ouest (Sada) et au nord-est (Longoni) de l'île. Ce niveau de référence a été établi avant le début de la crise volcanique en cours et ne prend donc pas en compte les récentes évolutions verticales et horizontales de l'île. Les valeurs présentées dans le tableau I-2 sont celles qui étaient en vigueur avant le phénomène (SHOM, 2020). À l'heure actuelle, le SHOM n'a pas encore procédé à la réévaluation de ce niveau de référence. Celui-ci devrait être effectué au cours de l'année 2024 (communication personnelle du SHOM).

Le marnage important et la complexité bathymétrique (lagon et passe) entraînent la formation de courants de marée pouvant atteindre $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ dans les passes (Idier *et al.*, 2008). Bien que peu d'études

⁴ <https://www.sonel.org/Calcul-des-niveaux-moyens.html?lang=fr>

⁵ <https://psmsl.org/>

portent sur l'analyse des courants au niveau des récifs, il semblerait que ces courants soient principalement vers le large et fortement modulés par la marée (Chevalier *et al.*, 2017).

Tableau I-2 : Cotes des niveaux marins à Mayotte pour le port de Dzaoudzi, Petite Terre (source SHOM, (2020))

Niveau marin	Cote (m, SHOM 1953)
Niveau moyen des pleines mers de vives-eaux — PMVE	1,92
Niveau moyen de la mer — NM	0,35
Niveau moyen des basses mers de vives-eaux — BMVE	-1,28

I.2.4.2 Le régime des houles à Mayotte

Le régime des houles affectant Mayotte montre un schéma saisonnier, commun à de nombreux systèmes récifaux tropicaux à travers le monde et soumis à l'alternance des vents de moussons et d'alizés (Kench and Brander, 2006a; Shaish *et al.*, 2010; Walsh *et al.*, 2012; Ariffin *et al.*, 2019). Ainsi, les récifs barrières de Mayotte sont exposés à une houle de longue période provenant du sud en saison sèche. À l'inverse, en saison humide, les houles sont principalement de secteur nord et d'une hauteur moindre, bien que le passage de dépression tropicale circulant dans le canal du Mozambique puisse également provoquer des houles relativement importantes. À Mayotte, le régime des houles incidentes, au niveau des récifs-barrières, est généralement considéré comme modéré, avec des hauteurs de 1 à 2 m, mais il peut y avoir des épisodes occasionnels de vagues de haute énergie atteignant 2,5 à 3 m en cas d'influence cyclonique (Jeanson *et al.*, 2013).

Dans le lagon et à la côte, l'énergie des vagues est atténuée de manière significative par la présence des récifs barrières et frangeants. Il en résulte un régime général de faible énergie des vagues, marqué par des variations saisonnières et ponctué par des événements d'énergie modérée lors du passage de dépressions tropicales ou des renforcements des alizés (Jeanson *et al.*, 2013).

La présence d'un récif frangeant qui s'étend sur 195 km de linéaire côtier, représentant ainsi plus de 73,5 % de la longueur totale du littoral de l'île, joue un rôle essentiel dans les processus hydrodynamiques et géomorphologiques qui façonnent l'île. Par conséquent, notre attention se portera sur les caractéristiques spécifiques des récifs frangeants et les phénomènes hydrosédimentaires qui leur sont associés, dans un contexte général, puis les spécificités liées à Mayotte.

I.2.5 Récifs frangeants et processus hydrosédimentaires associés

Cette partie est une synthèse des spécificités géomorphologiques des récifs frangeants, ainsi que les processus hydrosédimentaires qui y sont associés. Nous nous intéresserons notamment au platier récifal peu profond qui caractérise les récifs frangeants. Nous aborderons également les processus

hydrosédimentaires qui influencent la dynamique de ces récifs, tels que les courants, les vagues, la sédimentation et l'érosion.

I.2.5.1 Les spécificités géomorphologiques des récifs frangeants

Les récifs frangeants constituent l'un des premiers stades de morphologie corallienne. Les différentes espèces qui composent les colonies de récifs coralliens ont des exigences environnementales variées. Par conséquent, la répartition des espèces peut varier en fonction de différents paramètres physiques tels que l'énergie des vagues, la turbidité et la salinité. Lorsque les conditions environnementales le permettent (voir I.1.1), ils se développent le long des côtes tropicales. Dans un premier temps, leur croissance est essentiellement verticale et est étroitement liée aux variations du niveau de la mer (voir I.1.2). Ensuite, lorsque le récif atteint la surface de l'eau ou en cas de modification de la hauteur d'eau, les récifs peuvent également se développer horizontalement (respectivement vers la côte ou vers le large en cas de transgression ou régression marine). À l'échelle d'un récif frangeant, cinq unités peuvent être distinguées du large vers la côte (Picard, 1967; Battistini *et al.*, 1975) (Figure I-20) :

- La **pente externe** . Elle représente la partie toujours immergée du récif avec une forte pente et allant jusqu'à une profondeur maximale d'environ 20 m ; la densité corallienne diminuant avec la profondeur.
- La **crête récifale** (C.R.). Elle regroupe la majorité des bio-organismes du récif et est quasi dépourvue de couverture sédimentaire ; elle présente une forte densité corallienne et/ou d'algues calcaires.
- Le **platier récifal** se caractérise par une densité corallienne moins dense et plus espacée que sur la crête récifale. Il présente souvent des dépôts de sédiments plus ou moins dispersés. On observe une diminution de la densité corallienne à mesure que la distance par rapport à la crête récifale augmente. Pendant les marées basses de vives-eaux, cette zone peut être exposée. Dans certains cas, des cônes détritiques peuvent traverser la zone et effacer partiellement les structures récifales (Andréfouët *et al.*, 2003, 2004).
- La **dépression d'arrière-récif** (D.A.R.), ou chenal d'embarcation, est légèrement plus profonde que le platier et est le lieu d'accumulation sédimentaire séparant la plage et le platier récifal. Cette zone, ou ces marges, peuvent également permettre le développement d'un herbier de phanérogames ;
- Le **littoral** , qui constitue la dernière unité. Le littoral est fortement influencé par le contexte géologique. Les littoraux meubles sont majoritairement composés de matériaux détritiques coralliens de différentes tailles, pouvant former des plages et/ou des dunes. Toutefois, dans des contextes hydrodynamiques de faibles énergies et/ou de forts apports terrigènes, il est également possible de trouver des sédiments détritiques plus ou moins fins formant alors des vaseuses (vaseuses ou sablo vaseuses) colonisées ou non par des mangroves, ou encore des plages sableuses.

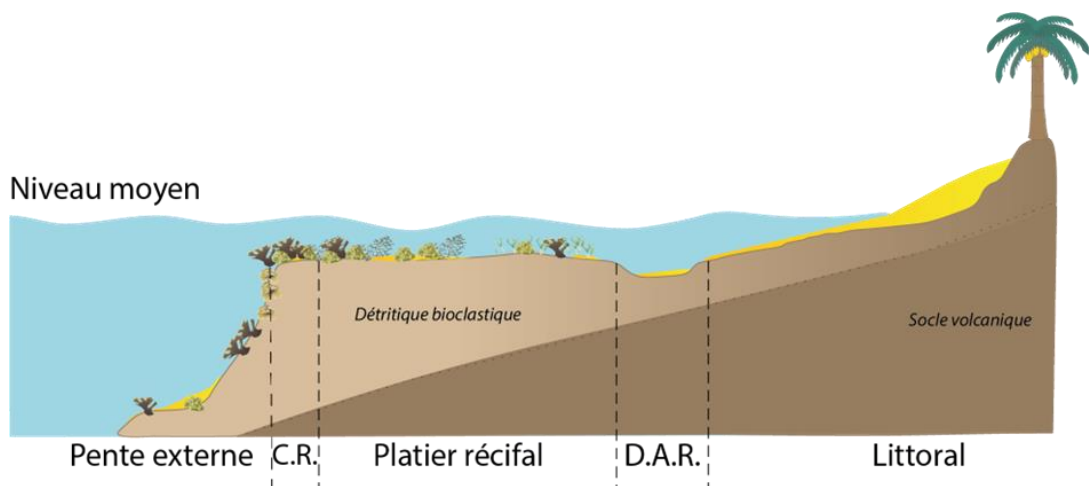


Figure I-20 : Zonation schématique d'un récif frangeant, comprenant la pente externe, la crête du récif (C.R.), le platier récifal, la dépression d'arrière-récif (D.A.R.) et enfin le littoral. L'échelle verticale n'est pas respectée, la limite entre le socle volcanique et le détritique bioclastiques n'est pas certaine.

La zonation des récifs coralliens induit une topographie complexe qui exerce une influence déterminante sur tous les processus physiques et biogéochimiques qui s'y déroulent (Prog and Mark, 1984). La mesure principale utilisée pour quantifier cette complexité est la rugosité du récif qui correspond à la différence de hauteur entre sa surface et une surface géométriquement lisse. Cependant, il est important de noter que la perception de l'irrégularité d'une surface reste subjective et dépend des échelles spatiales horizontales et verticales choisies. Ainsi, une surface peut sembler lisse malgré de grandes fluctuations de hauteur si celles-ci font partie de la variabilité bathymétrique (Hearn, 2011). Un autre paramètre important à prendre en compte est la transition entre les eaux profondes et la crête récifale. Cette variation permet de mesurer la complexité du récif, en mesurant la différence d'altitude entre les eaux profondes et la crête récifale, ainsi que la distance entre ces deux points. En effet, les récifs coralliens constituent souvent une transition abrupte entre des eaux profondes et des eaux peu profondes, ce qui entraîne une modification des caractéristiques des vagues incidentes qui atteignent les récifs.

I.2.5.2 Formation et dissipation de l'énergie sur le platier récifal

Par la modification de la bathymétrie (rugosité et altitude) qu'ils représentent, les récifs coralliens influencent ainsi les processus hydrosédimentaires de la zone côtière. L'hydrodynamisme est ainsi fortement dirigé par plusieurs facteurs biogéomorphologiques (largeur du platier, bathymétrie, diversité spécifique, par exemple) (Kench, 1994; Yamano *et al.*, 1998; Monismith, 2007). En effet, ils participent à la (re)formation et à la dissipation de l'énergie des vagues sur le platier, contraignant ainsi le transport sédimentaire associé. Les côtes bordées de récifs frangeants, exposées à l'hydrodynamisme des vagues et des marées se traduisent ainsi par des mouvements de masses d'eau et des transports sédimentaires spécifiques (Quataert *et al.*, 2015). L'influence de chaque paramètre est variable en

fonction des sites dans le temps et dans l'espace. L'atténuation de l'énergie incidente des vagues par les platiers récifaux est estimée entre 69 et 95 % et elle sera plus importante à marée basse qu'à marée haute (Young, 1989; Lugo-Fernandez *et al.*, 1998a, 1998b; Brander *et al.*, 2004; Lowe *et al.*, 2005; Kench and Brander, 2006b, 2006a; Samosorn and Woodroffe, 2008).

Les houles sont des ondes générées en pleine mer par le vent agissant sur la surface libre de l'océan (*fetch*). En domaine profond, leur déplacement est influencé par le vent, la rotation de la Terre et les variations de température et de salinité. Lorsqu'elles approchent des côtes et que la profondeur devient comparable à l'amplitude des vagues, leur dynamique change. À ce stade, la vitesse de propagation des vagues (c) est principalement contrôlée par la profondeur locale (h) ($c \approx \sqrt{g \cdot h}$). La diminution de la profondeur entraîne donc une dissipation de l'énergie des vagues. Cette dissipation peut prendre différentes formes (Longuet-Higgins and Stewart, 1964; Kench, 1994; Symonds *et al.*, 1995; Hearn, 1999; Kraines *et al.*, 1999; Tartinville and Rancher, 2000) :

- Une onde est **réfractée** lorsque sa longueur d'onde diminue, mais que sa période reste inchangée. Dans ce cas, sa trajectoire s'adapte pour devenir parallèle à la bathymétrie. Sur les récifs, la forte différence d'altitude ainsi que la forme des platiers, peuvent induire une réfraction des ondes de vagues, conduisant à la convergence des vagues à la surface des récifs. L'emplacement et la stabilité des zones focales, et donc la convergence des vagues, sont largement contrôlés par la forme des platiers. La configuration des platiers contrôle, en outre la distribution de l'énergie des vagues et détermine l'influence du forçage des vagues incidentes sur les différentes sections de récifs et des côtes adjacentes (Mandlier and Kench, 2012).
- La **diffraction** se produit lorsque l'onde rencontre un obstacle (ou un trou) dont les dimensions sont de l'ordre de grandeur, ou inférieur, à la longueur d'onde de l'onde de vague. En domaine récifal, la rugosité susmentionnée du récif induit ainsi une diffraction de l'onde de vague.
- L'interaction initiale des vagues de l'océan avec les structures des récifs induit des processus de transformation, notamment le **shoaling**. En effet, lorsque la bathymétrie diminue, les vagues deviennent plus hautes, ralentissent et se rapprochent les unes des autres. Ces processus se produisent principalement dans la zone de transition abrupte de la crête du récif et filtrent efficacement l'énergie qui peut se propager à la surface du récif.
- Le **déferlement** est le facteur dominant les mouvements des masses d'eau sur les récifs. Ce phénomène survient lorsque l'amplitude de l'onde atteint un niveau critique ne permettant plus la conservation de l'énergie.
- En cas de contact avec une surface, le mouvement initialement orbital des houles devient elliptique. C'est cette différence qui induit le transfert d'énergie entre les vagues et le fond, c'est la **friction au sol**. Les mouvements orbitaux sont dépendants de la hauteur d'eau, mais

également de la morphologie du récif, qui nous ramène à la rugosité du fond. Plus la rugosité sera complexe, plus l'atténuation sera importante (Hearn, 1999; Lowe *et al.*, 2005).

L'autre facteur jouant un rôle dans la formation, la dissipation et l'atténuation de l'énergie en domaine littoral et corallien est la marée, aussi bien dans les environnements macro- que micro-tidaux (Parnell, 1988; Gourlay and Colleter, 2005). Les variations de hauteur d'eau favorisent le passage des vagues de plus hautes énergies à travers le récif à marée haute (Kench, 1994). En revanche, lors des marées basses, le flux sortant et l'effet de vidange sur les récifs peuvent altérer la forme d'un train de houle.

Pour résumer, l'hydrodynamisme récifal est la combinaison de multiples facteurs jouant chacun un rôle à des échelles différentes.

I.2.5.3 Transport sédimentaire en milieu récifal

La dissipation de l'énergie réduit l'impact direct des vagues sur le platier, limitant ainsi l'érosion des unités récifales. Toutefois, malgré la dissipation d'une partie de leur énergie, les vagues peuvent encore générer des mouvements sédimentaires sur le platier. En effet, les vagues incidentes déferlant au niveau de la crête récifale peuvent entraîner l'érosion des structures bioformées et le transport des sédiments vers l'arrière-récif (Roberts, 1980; Harris *et al.*, 2014). Ensuite, les vagues transportent et déplacent les sédiments présents sur le platier. Ces mouvements sédimentaires (érosion, transport, dépôt) sont conditionnés par la taille et la nature des sédiments, ainsi que par l'intensité des courants (Hjulström, 1935) (Figure I-21). Si, sur les littoraux composés de sédiments homogènes, avec des formes quasi sphériques et une densité proche de celle du quartz, cette dynamique est prévisible, elle est moins évidente dans les environnements récifaux (Cuttler *et al.*, 2017; East *et al.*, 2020). En effet, en raison de leur origine biologique, les sédiments des platiers récifaux sont très hétérogènes, aussi bien par leur forme, leur nature, leur densité ou leur granulométrie. Ainsi, les caractéristiques morphologiques des sédiments carbonatés rendent difficile la prévision de leur comportement en fonction des conditions hydrodynamiques (Kelling and Williams, 1967; Kontrovitz *et al.*, 1978; Paphitis *et al.*, 2002). Cependant, bien que difficile à prévoir, la remise en suspension des sédiments carbonatés et leur transport restent définis par les conditions hydrodynamiques, plus l'énergie sur le récif est importante, plus le transport sédimentaire est important (Storlazzi *et al.*, 2011).

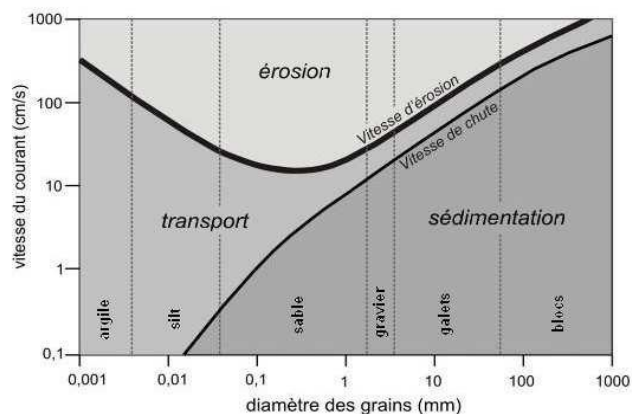


Figure I-21 : Diagramme de Hjulström indiquant la relation entre la granulométrie et le transport sédimentaire en fonction de l'intensité des courants.

C'est pourquoi la remise en suspension est dépendante de la hauteur d'eau au-dessus du récif (Storlazzi *et al.*, 2004). En effet, une hauteur d'eau plus importante permet aux vagues de plus longues périodes de se propager au travers du récif, augmentant la contrainte de cisaillement. Cette élévation du niveau d'eau permet également à des vagues de plus courtes périodes de se former sur le récif sous l'effet des vents, induisant une plus grande énergie des vagues. Ainsi, la remise en suspension et le transport sédimentaire sont logiquement plus marqués à marée haute, ou proche de la marée haute, qu'à marée basse (Brander *et al.*, 2004; Cordier *et al.*, 2012).

La présence de discontinuités dans le platier modifie la circulation et les échanges d'eau. En cas de récif discontinu, les passes permettent le transfert des vagues depuis l'océan vers l'intérieur du récif et jusqu'au niveau des côtes. Dans ce cas, les sédiments sont transportés du front du récif vers la plage. Un récif continu, quant à lui, aura tendance à moins facilement laisser circuler les masses d'eau entre l'océan ouvert et le récif. De ce fait, les sédiments auront tendance à s'accumuler après la crête du récif, selon des structures parallèles à l'axe du récif (Roberts, 1980; Kench *et al.*, 2009; Sous *et al.*, 2019).

Pour finir, les récifs frangeants peuvent également être soumis à des apports de sédiments terrigènes (Harney *et al.*, 2000; Perry *et al.*, 2008; Tribollet *et al.*, 2010). En conditions calmes, le plus souvent à marée basse, les sédiments terrestres peuvent se déposer sur le platier récifal dans des zones de dépressions, mais le plus souvent dans la dépression d'arrière-récif et sur les plages (Lambrechts *et al.*, 2010).

Par conséquent, le transport sédimentaire sur le platier récifal est défini par l'hydrodynamisme et par les apports terrigènes. Il peut avoir des effets significatifs sur la morphologie du platier, contribuant à la formation de caractéristiques géomorphologiques telles que des bancs de sable, des chenaux, des dunes sous-marines et des dépôts sédimentaires spécifiques. Maintenant que nous avons caractérisé ce transport sédimentaire, nous allons aborder la nature des sédiments transportés.

I.2.5.4 Caractéristiques sédimentaires de la zone d'arrière-récif (de la crête récifale à la plage)

Les structures coralliennes et les coraux morts *in situ* représentent souvent une surface relativement faible de l'ensemble récifal corallien. Ainsi, les platiers récifaux sont essentiellement constitués de sédiments non consolidés formant des épandages sableux dans les zones d'arrière-récifs (Vila-Concejo *et al.*, 2013). Dans les environnements tropicaux, l'énergie des vagues incidentes induit généralement une formation importante de sédiments bioclastiques (Kench and McLean, 1997; Norcross *et al.*, 2002; Barcellos *et al.*, 2011). La croissance des récifs est principalement due à un équilibre entre la production carbonatée (coraux et algues calcaires) et la destruction des structures bioformées. Cette destruction est conditionnée par des facteurs physiques et biologiques. L'érosion physique est essentiellement causée par l'action mécanique des vagues et des courants. Elle est considérée comme épisodique (Grigg, 1995) alors que l'érosion biologique est un processus constant qui sur le long terme, contribue plus à la destruction des récifs que l'érosion physique (Harney and Fletcher, 2003). La bio-érosion est le résultat d'une dissolution chimique et/ou de l'abrasion mécanique du substrat par les organismes vivants.

Bien que la présence de récifs induise une forte diminution de l'énergie des vagues incidentes, les récifs coralliens présentent souvent des dépôts de blocs ou de gravats qui ne peuvent pas être causés par des conditions modales de faible énergie. De cette façon, la présence de ces dépôts peut être expliquée par des événements de forte énergie tels que des dépressions tropicales (Nott and Hayne, 2001; Zhao *et al.*, 2009). Par conséquent, la majorité des apports sédimentaires, provenant de la crête récifale et de la pente externe, sur les platiers récifaux ont lieu lors de conditions hydrodynamiques importantes (Harris *et al.*, 2014). Les dépôts sédimentaires, qui forment souvent des épandages sableux, couvrent en moyenne 20 % de la plateforme récifale (Rankey and Garza-Pérez, 2012; Vila-Concejo *et al.*, 2013).

Ces ensembles, situés à l'arrière des récifs frangeants, présentent une grande variété de faciès sédimentaires, qui résultent des processus physiques, biologiques et diagénétiques se déroulant dans cette zone. Les sables carbonatés sont généralement fins à moyens, bien triés et possèdent une composition variée en fonction des sources de sédiments. Ils sont souvent formés par des processus de dissolution et de précipitation de CaCO_3 et peuvent contenir des restes de coraux, d'algues calcaires et d'animaux benthiques. Les boues carbonatées, quant à elles, sont constituées de particules fines de CaCO_3 et d'argile, qui peuvent être transportées par les courants et les vagues. Elles peuvent être produites localement par la dégradation de la matière organique et la dissolution de carbonates dans l'eau de mer (Gischler and Hudson, 2004; Hopley *et al.*, 2007). Lors de conditions hydrodynamiques importantes, des débris coralliens de la taille des graviers et des blocs peuvent être arrachés du récif et être transportés sur le platier. Enfin, en complément de ces sédiments bioclastiques, les sédiments d'arrière-récifs peuvent également avoir une origine terrigène par les apports terrigènes liés à l'altération

et l'érosion des sols. Ces sédiments terrigènes dépendent de la géologie terrestre, ainsi que de la pluviométrie.

Les conditions hydrodynamiques moyennes permettent le développement de plages composées d'une dominance de sédiment de la taille des sables. Différents types de plages existent avec une grande variabilité de morphologie, par exemple les plages ouvertes, les plages de baie, les plages de poche ou encore les plages de tombolo. Dans le cadre de cette thèse, notre intérêt se porte particulièrement sur les plages de poche.

1.2.6 Singularités des plages de poche bordées de récif frangeant

Les plages de poche (*pocket beaches – embayed beaches*) désignent des plages courtes (de 100 m à quelques kilomètres de long) plus ou moins encaissées et délimitées par des caps rocheux (Short and Masselink, 1999; Bowman *et al.*, 2009; Dehouck *et al.*, 2009). Leur morphodynamique présente des différences par rapport aux plages dites « ouvertes ». La morphologie de ces plages est d'abord définie par son cadre géologique. La présence de caps rocheux à ces extrémités contrôle leur hydrodynamisme par des phénomènes de réfraction et de diffraction (McNinch, 2004; Jackson *et al.*, 2005; Dehouck *et al.*, 2009; Castelle and Coco, 2012). En effet, ils bloquent les mouvements longitudinaux (*long-shore*) à grande échelle en limitant l'influence des vagues venues du large (*off-shore*) arrivant avec un angle trop important par rapport au trait de côte (Daly *et al.*, 2014). Les plages de poche sont donc principalement dominées par des mouvements transversaux (*cross-shore*) (Bowman *et al.*, 2009; Harley *et al.*, 2011a; Blossier *et al.*, 2017). Toutefois, les conditions météo marines peuvent induire une rotation de plage (Masselink and Pattiaratchi, 2001; Ojeda and Guillén, 2008; Turki *et al.*, 2013; Bertin *et al.*, 2022). La stabilité des plages de poches et leurs rotations à l'échelle annuelle dépendent des contributions relatives des conditions hydrodynamiques (saisons, tempêtes) (Ruiz de Alegria-Arzaburu and Masselink, 2010).

Bien que les plages de poche soient présentes sur environ 50 % des côtes rocheuses (Short and Masselink, 1999) la documentation sur leur hydrodynamique, les processus de transport sédimentaire et la morphodynamique est peu abondante par rapport aux plages ouvertes. Les études sur les plages de poches dans des environnements de récifs coralliens sont encore plus rares (Norcross *et al.*, 2002; Jeanson *et al.*, 2013, 2019, 2021a; Risandi *et al.*, 2020). Cependant, les récifs coralliens jouent un rôle fondamental dans la morphodynamique du domaine littoral. Ils agissent comme une barrière naturelle qui protège le littoral des événements énergétiques intenses en réduisant l'énergie des vagues incidentes. De plus, la quantité d'énergie atteignant le récif est conditionnée par la profondeur de l'eau (Gourlay, 1994) et la friction du fond (Lowe *et al.*, 2005), toutes deux déterminées par la morphologie du récif (Kench and Brander, 2006a; Costa *et al.*, 2016). Par conséquent, le transport sédimentaire d'arrière-récif dépend de l'énergie résiduelle des vagues qui se propagent sur le platier récifal. Ainsi, la réponse morphologique des plages de poche bordées de récifs est bien contrôlée par des interactions complexes

entre l'hydrodynamisme, la géométrie et la rugosité du récif et par la géométrie des côtes et les sédiments composant la plage (Norcross *et al.*, 2002).

L'exposé de l'ensemble de ces singularités va nous permettre d'examiner les spécificités des littoraux mahorais en resituant les caractéristiques de ces environnements sédimentaires dans leur contexte local.

I.2.7 Caractéristiques des littoraux de Mayotte

Le contexte volcanique et récifal de Mayotte exerce une influence majeure sur la diversité morphologique du littoral de l'île. Les caractéristiques du littoral sont façonnées par plusieurs facteurs, notamment le contexte volcanique, le développement récifal, les conditions hydrodynamiques locales et les apports terrigènes.

I.2.7.1 La typologie du rivage

L'histoire géologique de l'île a permis le développement de différents types de falaises, représentant la majeure partie du littoral (51 %) (Courteille *et al.*, 2022). On distingue les falaises caractérisées par des pentes abruptes, de celles qui présentent des pentes plus douces et sont recouvertes de végétation. Leur hauteur varie considérablement, allant de plusieurs dizaines de mètres à moins d'un mètre, qualifiées alors de « microfalaises ». Elles peuvent être composées de roches dures, par exemple le Rassi Douamounyo, ou de matériaux plus fragiles comme des cendres (Papani) ou du « sol » (Baie de Soulou) (Figure I-22). Leur forme générale dépend de la pente, qui peut être douce à verticale, ainsi que de la répartition de la végétation. À la base des falaises, on trouve généralement une plateforme rocheuse avec des galets ou des blocs. Sur l'ensemble du territoire le recul des falaises est considéré comme modéré excepté pour celles composées de matériaux tendres pyroclastiques (majoritairement présentes sur Petite Terre) ainsi que de sédiments meubles altéritiques (De la Torre and Aubie, 2003; De la Torre and Crenades, 2008).



Figure I-22 : photographie d'une (a) falaise de roche dure à Moya, (b) falaise de cendres volcaniques à Papani et (c) micro falaise meuble de Soulou (clichées, F.Larrey, S.Charroux, F.Brossard)

Environ 24 % du littoral de Mayotte est constitué de baies sablo-vaseuses propices au développement de mangroves (Courteille *et al.*, 2022). En 2016, la superficie totale des mangroves de Mayotte était estimée à environ 7 km², ce qui représente environ 2 % de la superficie totale de l'île. Ces mangroves abritent huit espèces de palétuviers, avec une prédominance d'*Avicennia marina*, *Rhizophora mucronata* et *Sonneratia alba* (Figure I-23).

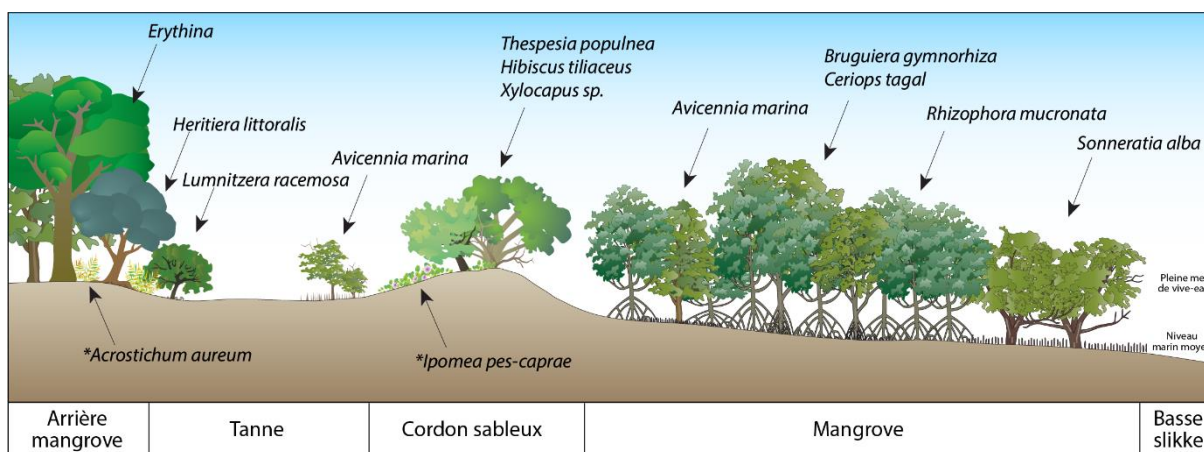


Figure I-23 : schéma représentant la zonation des huit espèces de palétuvier présentes à Mayotte, ainsi que les deux espèces végétales principales n'étant pas des palétuviers, mais pouvant se développer dans les mangroves (*) (illustration M.Jeanson)

Les plages représentent environ 19 % du littoral mahorais (Courteille *et al.*, 2022). Le contexte géologique et hydrodynamique de l'île n'a pas permis le développement de systèmes sédimentaires de grande envergure. Par conséquent, les plages de l'île sont généralement de petite taille et de faible largeur, la majeure partie disparaissant à marée haute pendant les marées de vives-eaux. Elles sont souvent encaissées et délimitées par des caps rocheux, et elles ne sont pas associées à des systèmes dunaires. Les matériaux dominants sur ces plages de poche sont des sables basaltiques, altéritiques, biodétritiques ou limoneux. Les plages de Mayotte sont principalement influencées par la marée et par les apports sédimentaires terrigènes. Ainsi, selon la classification de Short et Woodroffe, (2009), on peut considérer ces plages comme étant dissipatives.

Sur certaines plages, il est possible d'observer, saisonnièrement des grès de plages, également appelés *beachrocks*. Ces formations sont le résultat de la cimentation des sables carbonatés, comprenant des fragments de coraux, des débris de coquilles et des éléments intraclastes tels que des galets roulés de roches volcaniques. Ces éléments sont liés par un ciment carbonaté formé lors de la précipitation des fluides intraparticulaires chargés en carbonates (Vousdoukas *et al.*, 2007). Les *beachrocks* sont donc des formations de « grès calcaires » avec une matrice carbonatée. Toutefois, il convient de noter que la dénomination « grès » doit être utilisée avec prudence ici, car la silice n'apparaît que dans la composition des intraclastes. Certains auteurs considèrent les *beachrocks* comme des marqueurs d'un ancien trait de côte (Kelletat, 2006; Kelly *et al.*, 2014; Mauz *et al.*, 2015). Ils contribuent à l'hydrodynamique du littoral

en présentant une couche non perméable avec une rugosité plus élevée que le sable environnant (Vousdoukas *et al.*, 2007).

I.2.7.2 Contributions respectives des bassins versants et des récifs coralliens aux environnements sédimentaires littoraux

Le contexte géologique de l'île ainsi que son climat favorisent l'érosion des roches volcaniques principalement par des processus d'altération chimiques tels que la dissolution, l'oxydoréduction et l'hydrolyse (Malleville and Quercia, 1992). La morphologie de l'île, caractérisée par des pentes supérieures à 15 % sur une grande partie de son territoire (63 %), peut être divisée en 53 bassins versants permanents et intermittents, dont les superficies varient de 0,22 km² pour le bassin versant de Mroni Mbouji à 19,47 km² pour celui de l'Ouroveni (L. Faivre *et al.*, 2020). Les caractéristiques hydrologiques des bassins versants de Mayotte diffèrent en fonction de leur exposition aux vents dominants et aux précipitations. Les versants sud, moins arrosés, présentent un réseau hydrographique mature avec peu de reliefs, composé de nombreux cours d'eau non permanents. Les bassins versants nord et nord-est ont une morphologie plus escarpée et un réseau hydrographique relativement immature. Les versants nord-ouest, les plus arrosés, abritent le réseau hydrographique le plus dense de Mayotte, avec une concentration de cours d'eau permanents (L. Faivre *et al.*, 2020). Les contextes géologiques et météorologiques sont donc favorables au processus d'érosion. L'érosion des sols se produit principalement sur les sols fortement pentus et dénudés ou mal protégés. Cette érosion est principalement causée par le développement de l'agriculture et d'une urbanisation incontrôlée, bien que ces activités ne soient pas uniformes sur toute l'île. À l'échelle des bassins versants, la proportion de surfaces agricoles varie de 13,4 % à 83,9 % (moyenne : 52,9 %), tandis que la proportion de surfaces anthropisées varie de 0,1 % à 25,0 % (moyenne : 4,5 %). Les bassins versants nord et est sont généralement les plus impactés par les activités agricoles et anthropiques. En revanche, les bassins versants sud ont des surfaces agricoles moins étendues et un développement urbain plus réduit (L. Faivre *et al.*, 2020). De plus, entre 1950 et 2018, le développement de l'anthropisation de l'île a entraîné une augmentation de quasiment +245 % des apports de sédiments terrigènes dans le lagon de Mayotte (passant de 5 621 à 19 409 t.an⁻¹) au détriment d'une sédimentation carbonatée (Thomassin *et al.*, 1989; Zinke *et al.*, 2003; Landemaine *et al.*, 2021). En 2018, pour 80 % des bassins versants de Mayotte, l'urbanisation et la monoculture constituaient la principale source d'érosion. Si la croissance des espaces urbanisés et des zones en monoculture se poursuit au rythme actuel jusqu'en 2035, les exports sédimentaires annuels devraient encore progresser, de +22,8 % à l'échelle de Mayotte. En cas de maîtrise de l'urbanisation et de la mise en place d'agroforesterie familiale et professionnelle, les taux d'apports de sédiments terrigènes dans le lagon pourraient diminuer de -24 à -25 % par rapport au stade de 2018. Toutefois, ils resteraient nettement supérieurs aux taux évalués avant 1950 (Landemaine *et al.*, 2021).

Bien qu'à Mayotte la contribution des bassins versants soit importante, les récifs coralliens jouent un rôle important dans les environnements sédimentaires littoraux de Mayotte. Ils agissent

comme des barrières physiques qui réduisent l'énergie des vagues et favorisent la sédimentation des particules en suspension dans l'eau. Cette atténuation de l'énergie des vagues permet également de limiter l'érosion littorale comparée à un littoral ouvert sur l'océan. De plus, les coraux et les organismes associés produisent des débris organiques, tels que des algues et des fragments de coraux, qui contribuent à la formation de sédiments par érosion mécanique et biologique.

Le littoral mahorais est caractérisé par un ensemble biogéomorphologique exceptionnel soumis à de nombreuses menaces. La récente subsidence de l'île d'environ vingt centimètres offre une occasion unique d'observer la réaction des environnements littoraux récifaux face à une augmentation rapide du niveau de la mer. Pour ce faire, la connaissance et la compréhension des processus physiques qui façonnent et modifient les caractéristiques du littoral semblent essentielles. Les progrès technologiques, plus particulièrement depuis les 20 dernières années, ont permis l'essor de l'étude de ces processus. Depuis lors, l'hydrodynamique littorale a continué à évoluer, avec l'utilisation croissante de technologies avancées telles que les systèmes de mesure à distance, les modèles numériques et les simulations informatiques. Ces avancées technologiques ont permis une meilleure compréhension des processus hydrodynamiques côtiers et ont contribué à des avancées significatives dans la gestion des zones côtières et la prévision des événements côtiers extrêmes.

I.3 Conditions de caractérisation du système de plage d'arrière-récif

Au fil des décennies, les avancées scientifiques, soutenues par des développements technologiques, ont permis une meilleure compréhension et une surveillance plus précise des processus (1) hydrodynamiques (2) morphologiques et (3) écologiques des systèmes côtiers. Les techniques utilisées pour suivre ces phénomènes se sont améliorées, diversifiées et encadrées (observatoires, réseaux d'observatoires). Elles permettent de collecter et d'analyser des données pérennes à différentes échelles spatiales et temporelles. (4) Si, la modélisation est une étape importante permettant de mieux comprendre et analyser les processus physiques entrant en jeu dans la dynamique hydrosédimentaire littorale, l'approche de modélisation à adopter se détermine en fonction de l'emprise spatiale et temporelle des phénomènes que l'on cherche à comprendre. On s'intéressera ici aux approches les plus courantes.

I.3.1 Enregistrement des forçages hydrodynamiques

La connaissance et la compréhension des processus de forçage hydrodynamique sont essentielles pour appréhender les changements morphologiques se produisant sur le littoral. C'est pourquoi de nombreuses études se sont intéressées à l'étude de ses phénomènes (Monismith, 2007; Hearn, 2011). En domaine récifal, plus qu'ailleurs la bathymétrie (altitude et morphologie) joue un rôle fondamental dans l'altération de la propagation de l'onde de vague. Cependant lorsqu'on s'intéresse à la propagation des vagues en domaine littoral, en fonction du choix de l'objet d'étude, différentes échelles spatiales peuvent être considérées, allant de la circulation générale des fluides sur le récif à l'analyse des processus de turbulence de la couche limite de fond. Les recherches sur l'hydrodynamisme récifal peuvent donc être regroupées en trois thèmes principaux :

- L'analyse de la circulation à grande et méso-échelle, c'est-à-dire l'étude des courants régionaux et des courants induits dans les écosystèmes récifaux (Parnell, 1988; Kench, 1994; Yamano *et al.*, 1998; Kraines *et al.*, 1999; Nadaoka *et al.*, 2001; Lowe *et al.*, 2005). L'instrumentation associée à ce type d'étude utilise aussi bien des altimètres radar qui mesurent la hauteur des vagues et des variations de la surface de la mer, que des drifteurs et bouées fixes et/ou dérivantes ou encore des mesures *in situ* à l'aide de courantomètre.
- Pour étudier la dissipation et la transformation de l'énergie de la houle sur le platier récifal (Young, 1989; Gourlay, 1994; Symonds *et al.*, 1995; Lugo-Fernandez *et al.*, 1998a, 1998b; Hearn, 1999; Brander *et al.*, 2004; Gourlay and Colleter, 2005; Lowe *et al.*, 2005; Kench and Brander, 2006a), les approches les plus couramment utilisées sont le déploiement de courantomètres et de capteurs de pression sur les platiers et les approches par modélisation numérique.
- Le transport de masse (flux sédimentaires et/ou biogéochimiques) associé aux différents processus physiques (Roberts, 1980; Larcombe *et al.*, 2001; Lugo-Fernández *et al.*, 2004; Roberts and Barry, 2004; Storlazzi *et al.*, 2004; Presto *et al.*, 2006) s'approche fréquemment

par le déploiement de piège à sédiments et d'instrument mesurant le courant et la turbidité de l'eau.

Dans l'état actuel des connaissances, il apparaît évident que ces processus à différentes échelles sont étroitement liés et interagissent pour gouverner nombre des processus fondamentaux régissant l'écosystème récifal (Hearn, 2011). Les suivis de l'hydrodynamisme de cette thèse ont été réalisés dans le but de comprendre les interactions morphodynamiques. Ainsi, nous nous sommes concentrés sur l'analyse des processus hydrodynamiques se produisant sur le platier et pouvant conditionner la morphologie du platier et de la plage. Ainsi, cela implique une instrumentation sur le platier récifal.

I.3.2 Mesures des variations morphologiques

La morphologie littorale est conditionnée par l'interaction entre les processus physiques hydrodynamiques. La caractérisation de la morphologie des plages est essentielle pour comprendre la réponse des environnements littoraux aux changements de régime hydrodynamiques et aux variations du niveau marin (Nicholls *et al.*, 2008b). Diverses méthodes sont disponibles pour caractériser la morphologie des plages et quantifier les changements volumétriques, dont les principales sont (Emery, 1961; Morton *et al.*, 1993; Shrestha *et al.*, 2005; Łabuz, 2016) :

- La **topographie** qui est une technique de surveillance des plages fondée soit sur des observations répétées *in situ* (levés de transect transversaux), soit sur des données de télédétection (levés de modèle numérique d'élévation).
- Le suivi de la **cinématique du trait de côte** passe par la définition d'une limite de rivage significative dont le choix dépend des sites (limites de végétation, d'infrastructure, de pied de plage).

Ces différentes méthodes peuvent être utilisées seules ou combinées pour obtenir une meilleure compréhension de la morphologie littorale.

I.3.2.1 Topographie

Les méthodes de mesure topographique sont essentielles pour étudier la morphologie littorale. Elles permettent d'enregistrer et de calculer la hauteur, la largeur, la pente et le volume d'une plage, ainsi que les changements temporels et/ou le long de la côte (Clayton, 1980; Delgado and Lloyd, 2004). Il existe de nombreuses méthodes *in situ* permettant le suivi des plages. Les plus populaires sont les levés GNSS de haute précision (Morton *et al.*, 1993; Harley *et al.*, 2011b), les stations totales (Theuerkauf and Rodriguez, 2012; Lee *et al.*, 2013). Le choix entre ces trois approches va dépendre de l'étendue et des caractéristiques du site. Ainsi, une zone ayant un couvert végétal important sera suivie à l'aide d'une station totale tandis qu'en l'absence de canopée, les levés GNSS sont la norme. Cependant, ces techniques ne sont pas adaptées pour cartographier de vastes zones, les approches par télédétection prennent alors le relais. Parmi les différentes techniques, on retrouve principalement la

production de données altimétriques par photogrammétrie, le plus souvent sous forme de Modèle Numérique d'Élévation (MNE). En fonction de la résolution spatiale et temporelle souhaitée, les vecteurs de collecte d'informations sont multiples (avion, ULM, drone...) (Saye *et al.*, 2005; Almeida *et al.*, 2019). De plus, des données très locales acquises par télédétection existent. Parmi celles-ci, on retrouve les données webcam, ou encore les scanners laser terrestres (TLS)(Feagin *et al.*, 2014; Guisado-Pintado *et al.*, 2019). Ces méthodes ont l'avantage de collecter rapidement, à haute résolution temporelle et avec précision des données altimétriques, même sur des environnements complexes. Cependant leur utilisation reste limitée à de petites superficies. De plus, ces installations peuvent être coûteuses en raison de l'équipement spécialisé nécessaire et/ou des exigences de traitement des données complexes (Hapke and Richmond, 2000; Pais-Barbosa *et al.*, 2009; Turki *et al.*, 2013; Harley and Kinsela, 2022).

Dans le cadre de cette thèse, nous n'allons détailler que les méthodes les plus couramment utilisées en contexte d'observatoire, à savoir les levés topographiques terrestres et la réalisation de MNE à l'aide de systèmes aériens non habités (*Unmanned Aerial System - UAS*).

I.3.2.2 L'approche par profils

Les profils topographiques le long de transect transversaux sont largement utilisés pour observer l'évolution de la morphologie des plages de manière systématique et cohérente (Theuerkauf and Rodriguez, 2012). Malgré les évolutions des techniques d'échantillonnage au fil du temps, le principe fondamental demeure le même que celui proposé par Emery en 1961 : mesurer l'altitude à intervalles plus ou moins réguliers le long de transects perpendiculaires à la côte. L'espacement entre deux transects varie selon la forme de la plage, le type d'étude et le niveau de précision recherché. Bien que la variabilité morphologique le long de la côte influe considérablement sur l'efficacité de cette méthode, une recherche menée par Silveira *et al.* (2013) a démontré qu'un espacement relativement large (500 m entre deux transects) peut donner des résultats satisfaisants. Toutefois, plus l'intervalle entre les transects est important, plus la définition de leur emplacement devient cruciale en fonction de l'objet d'étude (Silveira *et al.*, 2013). Actuellement les mesures de profils topographiques peuvent être réalisées par le biais de différents outils. Pour les mesures *in situ*, il s'agit soit d'instruments simples de nivellement basés sur la mesure de dénivelés relatifs (Emery, 1961; Delgado and Lloyd, 2004; Pietro *et al.*, 2008), soit de méthodes de positionnement électroniques (théodolites, station totale) et/ou basées sur des localisations satellites (GNSS-RTK) (Morton *et al.*, 1993; Baptista *et al.*, 2008). D'une précision théorique centimétrique, le GNSS-RTK permet une bonne estimation des mouvements sédimentaires.

I.3.2.3 L'approche par MNE-MNT aérien

Au cours de la dernière décennie, la photogrammétrie fondée sur les systèmes aériens non habités est devenue un outil courant pour les levés topographiques (Eisenbeiss, 2009). Cette utilisation a même augmenté de façon exponentielle depuis 2015 (Casella *et al.*, 2020). La photogrammétrie par drone permet de réaliser des reconstitutions en trois dimensions (3D) à l'aide de photographies aériennes. Cette technique ancienne découle de la stéréoscopie utilisée pour les orthophotographies des

instituts géographiques nationaux tels que l’Institut National français de l’information Géographique et forestière (IGN) en France. Elle repose sur le principe de l’appariement de photographie, permettant l’observation d’un même point, sous des angles de vues multiples, afin d’en reconstituer la forme 3D. L’obtention d’un nuage de points denses permet une restitution à très haute résolution de l’élévation du terrain. La création de modèle numérique d’élévation (MNE – aussi appelé modèle numérique de surface) et de modèle numérique de terrain (MNT) est alors possible. Un MNE représente l’ensemble de l’élévation (végétation, construction...), tandis qu’un MNT représente uniquement l’élévation du terrain lui-même. Sur l’estrans nu, les MNE et les MNT sont identiques. Ainsi, la comparaison des MNT dans le temps et dans l’espace permet de dresser à l’échelle de la plage, lorsqu’elle est de taille réduite comme les plages de poches, des bilans sédimentaires dont découle l’analyse morphodynamique. Les méthodes de photogrammétrie obtenue par *UAS* peuvent fournir des informations sur la topographie des plages avec une précision du même ordre de grandeur que les méthodes de transect DGNS (précision finale de MNE de l’ordre de 5 cm) (Casella *et al.*, 2020). Les avantages de la méthode de photogrammétrie par *UAS* résident dans l’efficacité de l’étude (plusieurs milliers de m².min⁻¹, soit un gain de temps d’environ 80 % par rapport à un levé classique) (James and Robson, 2012; Casella *et al.*, 2020) et dans le niveau de détail plus élevé par rapport aux transects topographiques puisqu’ils permettent une reconstruction complète de la topographie de la plage (Casella *et al.*, 2020).

I.3.2.4 Cinématique du trait de côte

La délimitation et la représentation du trait de côte constituent un élément clé pour surveiller l’évolution morphodynamique des littoraux (Nassar *et al.*, 2018). Il s’agit ici d’un indicateur à l’échelle du paysage ou du site. Cependant, bien que la définition de cette limite entre la mer et la terre puisse sembler simple, sa caractérisation s’avère complexe et dépend du choix de l’indicateur utilisé (Dolan *et al.*, 1980). En effet, cette limite est dynamique et peut varier selon l’indicateur choisi, avec une grande diversité de choix disponibles dans la littérature (Morton and Speed, 1998; Bonnot-Courtois *et al.*, 2002; Boak and Turner, 2005). L’inventaire dressé par Boak et Turner (2005) a ainsi recensé 45 exemples d’indicateurs différents. Cette diversité s’explique par plusieurs facteurs, tels que la variabilité morphologique et hydrodynamique des littoraux, ainsi que les multiples domaines d’application (géomorphologie, aménagement, droit). La définition de cette ligne de rivage peut être :

- Fondée sur une détermination visuelle ou par traitement d’image (morphosédimentaire, biologique ou hydrodynamique),
- Calculée à partir de modèles topographiques (profil de plage, MNT), virtuels et non discernables à l’œil nu.

Les deux indicateurs les plus utilisés en contexte récifal sont la limite de la végétation, haute ou basse (Kench and Brander, 2006b; Ford *et al.*, 2013; Yates *et al.*, 2013) et le pied de plage (Fletcher *et al.*, 1997; Biribo and Woodroffe, 2013; Beetham and Kench, 2014). La limite de la végétation ne reflète pas forcément la limite du trait de côte, car la largeur de la plage et le volume sédimentaire peuvent varier sans que cela n’affecte la position de la végétation (Ford, 2012). De plus, la taille de la canopée

varie en fonction de la saison sèche ou saison humide. Toutefois, sur les images à faible contraste, la limite entre le pied de plage et le platier peut être difficile à discerner (Ford, 2012).

Après avoir choisi l'indicateur du trait de côte approprié, plusieurs méthodes d'extraction à partir d'images optiques ont été développées pour extraire les informations nécessaires (Boak and Turner, 2005). Parmi celles-ci, on peut citer des méthodes interactives à l'écran (telles que la photo-interprétation et la numérisation), ou des méthodes automatiques qui nécessitent cependant d'avoir des produits corrigés des effets d'éclairage (telles que des segmentations à partir d'indices ou par classification sur des images optiques). Selon la taille de la plage et la résolution souhaitée, il faudra utiliser des images à très haute ou à haute résolution spatiale. En l'absence d'image disponible, des levés *in situ* (station totale, GNSS, TLS) sont couramment pratiqués (Saad *et al.*, 2022).

L'analyse des changements est opérée sous environnement de Système d'Information Géographique (SIG), pour lequel il existe des outils numériques dédiés. La procédure la plus couramment utilisée pour mesurer les changements du littoral est l'utilisation de l'extension *Digital Shoreline Analysis System (DSAS)*, développée par l'*United State Geological Survey (USGS)*. À partir de lignes de base, des transects perpendiculaires sont produits permettant de réaliser des analyses statistiques sur l'évolution temporelle des traits de côtes (Dolan *et al.*, 1991; Chand and Acharya, 2010).

Les dynamiques de ligne du rivage ne sont pas les seuls inducteurs à l'échelle du paysage qu'il est intéressant de suivre. En contexte biogéomorphologique, il est nécessaire d'effectuer un suivi de l'écosystème.

I.3.3 Le suivi des écosystèmes par télédétection

En effet, dans le cadre d'une étude de la dynamique hydrosédimentaire des plages de poche d'arrière-récif et à la vue de l'importance de la morphologie des récifs dans l'hydrodynamisme, il est essentiel d'observer l'évolution des écosystèmes coralliens. En fonction des assemblages coralliens et de leur état de santé, les modifications de l'hydrodynamisme évoluent (Hossainid and Staplesid, 2020). De plus, les récifs coralliens et les écosystèmes côtiers peu profonds qui leur sont associés comptent parmi les plus vulnérables au monde (Perry *et al.*, 2013; Purkis, 2017). Une bonne connaissance de ces environnements est donc nécessaire. Bien que les méthodes de terrain permettent de collecter des informations détaillées le long de transects de récifs coralliens, ces données sont souvent limitées à de très petites zones et ne peuvent pas être adaptées à la surveillance de vastes zones (Hedley *et al.*, 2016). Les progrès de l'observation de la Terre offrent des avantages pour la cartographie des habitats des récifs coralliens grâce à une résolution spatiale plus élevée (taille des pixels inférieure à 5 m), une résolution temporelle croissante (Asner *et al.*, 2017) et des données calibrées (corrections atmosphériques). Une fréquence élevée d'acquisition d'images augmente la probabilité d'obtenir des scènes sans nuages dans les régions tropicales et fournit des données temporelles permettant de détecter les changements dans le benthos, tels que dans le recouvrement corallien (Bajjouk *et al.*, 2019). Les études sur les récifs coralliens peuvent être menées à l'aide d'images satellites à résolution spatiale moyenne avec une

fréquence temporelle importante (par exemple Landsat-8 ou Sentinel-2) ou d'images à haute résolution spatiale, mais avec une fréquence temporelle faible (par exemple Pléiade, IKONOS, *worldview*) (Andréfouët *et al.*, 2003; Hamel and Andréfouët, 2010; Hedley *et al.*, 2012).

Des études se sont intéressées à la délimitation des unités géomorphologiques (telles que la présence de corail sur une matrice récifale, d'algues et de corail sur des débris) (Harborne *et al.*, 2006; Benfield *et al.*, 2007; Hedley *et al.*, 2012). D'autres études se sont, quant à elles, focalisées sur la description du type benthique (par exemple, sur la présence de corail ramifié, ou d'algues brunes) (Mumby *et al.*, 2004; Hamylton, 2011). Enfin, certaines études ont été réalisées dans le but de suivre l'état de santé des récifs coralliens et en particulier dans les zones de blanchissement de coraux (Liu *et al.*, 2006; Pennober and Borius, 2010; Hedley *et al.*, 2012). Dans le cadre de cette thèse, les études par télédétection ont été réalisées dans le but de suivre l'évolution spatiotemporelle des grandes unités récifales (front récifal, corallien mort, algueraie, herbier) sur la période 2017-2021.

I.3.4 La contribution de la modélisation 1D de la morphologie littorale

Dans un contexte marqué par des changements multiples (changements climatiques, élévation du niveau de la mer, croissance démographique), la prédiction et la modélisation des impacts et des risques potentiels sur la morphologie des zones côtières revêtent une importance capitale. L'historique de la modélisation en milieu littoral remonte à plusieurs décennies et a connu un développement notable au fil du temps. Les progrès technologiques, l'amélioration des données disponibles et la compréhension croissante des processus côtiers ont permis le développement de modèles de plus en plus sophistiqués et précis. Nous n'en dresserons ici qu'une approche globale.

Les premiers modèles ont été développés dans le but de simuler l'hydrodynamique côtière, en se fondant sur les équations de Navier-Stokes pour représenter les mouvements des vagues, des marées et des courants. Ces modèles ont contribué à l'étude et à l'amélioration des connaissances sur les interactions entre les différentes composantes hydrodynamiques (Johnson *et al.*, 2001; Cugier and Le Hir, 2002; Jouon *et al.*, 2006; Passeri *et al.*, 2015; Holst Rice *et al.*, 2016)

En se basant sur ces modèles hydrodynamiques, des modèles de transport sédimentaire ont également été développés afin de prendre en compte à la fois les paramètres hydrodynamiques et les mouvements des particules sédimentaires le long des côtes. Ces modèles sont largement utilisés pour étudier des phénomènes tels que l'érosion côtière, la formation des plages, les dépôts sédimentaires et les changements morphologiques associés. Plusieurs analyses bibliographiques ont été réalisées sur ces modèles, notamment par (Merritt *et al.*, 2003; Amoudry and Souza, 2011; Hajigholizadeh *et al.*, 2018; Wallwork *et al.*, 2022).

Plus récemment, la prise de conscience croissante du changement climatique et de l'élévation du niveau de la mer a conduit au développement de modèles visant à évaluer les impacts potentiels de ces phénomènes sur les zones côtières. Ces modèles intègrent les projections du niveau de la mer et permettent de simuler les submersions et les changements morphologiques côtiers qui pourraient en

résulter. Ces modèles fournissent des analyses approfondies des impacts du changement climatique sur les zones côtières (McLeod *et al.*, 2010; Bosello and De Cian, 2014; Huss and Hock, 2015).

On peut retenir ici que pour modéliser la réponse morphologique des plages, il est important de modéliser correctement les conditions hydrodynamiques qui influencent cette réponse. Ainsi, les modèles mis en place doivent résoudre les équations hydrodynamiques pour ensuite modéliser les variations morphologiques.

I.3.5 Le rôle des observatoires et des réseaux d'observatoires

La surveillance adéquate des zones côtières est essentielle pour comprendre l'évolution morphologique des littoraux à différentes échelles spatiales et temporelles. Cela nécessite l'amélioration des connaissances, des outils et une concentration de moyens (financiers et humains) permettant de quantifier les changements physiques de l'environnement côtier et les processus qui en sont responsables. C'est dans ce contexte que les observatoires côtiers ont émergé, permettant une surveillance à long terme, coordonnée et systématique (Jaud, 2011; Suanez *et al.*, 2012; Hinkel *et al.*, 2013; Mahabot *et al.*, 2017). Leur objectif est de collecter des données appropriées pour documenter en continu et à haute résolution spatiale l'évolution d'un phénomène donné sur une longue période (Mahabot *et al.*, 2017). De plus, ils jouent un rôle clé dans le développement de modèles numériques visant à simuler la dynamique morphologique des plages. En effet, les données recueillies permettent de calibrer et de valider ces modèles, améliorant ainsi les prédictions sur l'évolution future des plages et l'évaluation des potentielles interventions humaines telles que les aménagements côtiers. Plus récemment, les observatoires ont également élargi leur champ d'études en intégrant des aspects sociaux, économiques et de gouvernance dans l'analyse de la dynamique des plages. Cela permet de prendre en compte les interactions complexes entre les systèmes côtiers et les activités humaines, favorisant ainsi le développement de stratégies de gestion plus durables (Suanez *et al.*, 2012; Masselink *et al.*, 2016). Ces observatoires s'organisent aussi en réseaux d'observatoires dans les buts premiers d'intercalibrer et d'homogénéiser les mesures des paramètres littoraux, de mutualiser les ressources face aux défis technologiques liés à la mesure et de constituer une base de données interopérable accessible. Ces réseaux d'observatoires, du fait de leur taille, permettent une mutualisation des coûts humains et matériels, mais également une meilleure reconnaissance à l'échelle nationale et internationale des sites étudiés.

À l'image du système français, les observatoires et réseaux d'observatoires se développent partout dans le monde. On peut par exemple noter le développement du Système National d'Observation (SNO) dédié à la dynamique du littoral et du trait de côte : Dynalitt, labellisé par le CNRS INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) en 2014. Ce réseau compte actuellement 120 membres répartis entre

22 universités, 20 UMR⁶ et 10 OSU⁷ et gère sur le long terme l'acquisition, la collecte et la mise en cohérence de données hydromorphologiques de qualité de 32 sites ateliers (côtes sableuses, falaises, embouchures). Ces sites sont répartis sur toutes les façades maritimes françaises, et deux d'entre eux se trouvent à Mayotte (Dapani et Ngouja) (<https://www.dynalit.fr/>). Ceci afin :

- De mesurer la cinématique des environnements littoraux et du trait de côte ;
- De mieux comprendre les interactions entre les différents processus intervenant dans la dynamique du littoral : hydrodynamisme, dynamiques sédimentaires, réponses morphologiques ;
- D'utiliser les observations pour améliorer la connaissance des réponses de la morphologie des littoraux dans différents contextes de forçages météo marins ;
- D'utiliser ces observations pour analyser l'importance relative des facteurs anthropiques et naturels sur la dynamique littorale ;
- D'aider à la mise en œuvre des politiques de gestion des risques littoraux.

Dans cette partie nous avons décrit les nombreuses conditions pour caractériser les systèmes littoraux et les plages d'arrière-récifs, notamment l'enregistrement des forçages hydrodynamiques, la mesure des variations morphologiques et le suivi des écosystèmes récifaux par télédétection, ainsi que la modélisation de la morphodynamique. Au cours des dernières années, le développement d'observatoires et de réseaux d'observatoires a permis d'enrichir les connaissances, de consolider la structuration d'une communauté scientifique et d'harmoniser les méthodes de surveillance sur les sites permanents. C'est dans ce contexte que s'inscrit cette thèse.

⁶ UMR : Unité Mixte de Recherche

⁷ OSU : Observatoires des Sciences de l'Univers

Conclusion

Les récifs coralliens sont des formations complexes qui résultent de l'accumulation de squelettes calcaires de coraux et d'autres organismes marins. Leur formation s'inscrit dans l'histoire géologique des formations coralliennes et des changements environnementaux qui en ont contraint l'évolution. Les récifs modernes se sont développés au cours de l'Holocène et sont en évolution constante. Cependant, les récifs coralliens modernes sont confrontés à de nombreuses menaces, notamment le changement climatique, la pollution et la surpêche. Parmi la diversité de récifs existante, les récifs frangeants ont un impact déterminant sur les processus physiques d'arrière-récifs et donc des formations sédimentaires qui s'y construisent. La taille et la nature du platier entraînent une transformation des vagues spécifiques à chaque platier. Ces modifications de l'hydrodynamisme impactent également la production et le transport sédimentaires. La hauteur d'eau est un facteur clé de l'énergie sur le récif, plus elle est élevée, plus l'énergie et le transport sédimentaires sont importants. L'ensemble des paramètres hydrosédimentaires influencent la morphodynamique des plages d'arrière-récifs. Les plages de poche sont assez courantes dans les systèmes d'arrière-récifs frangeants par leurs espaces contraints et leur dépendance aux conditions hydrodynamiques (vagues incidentes, hauteurs d'eau et morphologie du récif). Toutefois, leur équilibre peut être menacé en raison de divers facteurs, notamment par les changements climatiques et par les activités humaines.

Mayotte est un ensemble biogéomorphologique exceptionnel. Localisée dans le canal du Mozambique, cette île est caractérisée par un contexte géologique ayant permis la mise en place d'un complexe récifo-lagonaire remarquable. Ce complexe contrôle la majeure partie des processus hydrodynamique et sédimentaire des littoraux de l'île, se traduisant par le développement d'un littoral varié composé de falaises rocheuses, de baies sablo-vaseuses et de plages de poche. Cependant, malgré leur importance écologique et géomorphologique, les récifs de Mayotte sont actuellement en déclin. La croissance démographique de l'île et l'augmentation croissante des pressions anthropiques et naturelles ont fragilisé ces environnements. De plus, depuis mai 2018, l'île est soumise à une crise volcanotellurique ayant induit une subsidence d'une vingtaine de centimètres. Cette rapide élévation relative du niveau des mers modifie le contexte hydrodynamique sur les littoraux mahorais. L'objectif de cette thèse est d'en mesurer les potentiels impacts morphologiques.

En raison de la complexité de cet environnement récifal et des nombreuses interactions s'opérant sur ces littoraux, la caractérisation et le suivi des plages d'arrière-récifs nécessitent des approches pluridisciplinaires, telles que des études hydrodynamiques, sédimentologiques et topographiques *in situ*, couplées à des approches par télédétection et par modélisation. Depuis une dizaine d'années, les observatoires et les réseaux d'observatoires jouent un rôle crucial dans la collecte de données à long terme et dans la surveillance des environnements littoraux. Ils permettent de suivre les changements à grande échelle et d'évaluer l'efficacité des mesures de conservation.

Dans le cadre de cette thèse, la caractérisation des variations hydrosédimentaires des littoraux de Mayotte dans un contexte de subsidence rapide repose sur une méthodologie spécifique que nous allons détailler dans le chapitre suivant.



CHAPITRE II. Présentation des sites d'étude et méthodologie

*“It is common sense to take a method and try it. If it fails, admit it
frankly and try another. But above all, try something.”*

Franklin D. Roosevelt

Introduction

Ce chapitre introduit la méthodologie de l'étude, en mettant en évidence les spécificités des sites de recherche pour lesquels un protocole instrumental interdisciplinaire a été développé. En effet, les caractéristiques des environnements côtiers tropicaux présentent de nombreuses singularités qui nécessitent plus qu'une simple transposition des outils, des méthodes et des analyses utilisés dans les régions tempérées. Sur les littoraux tropicaux, il existe de profondes interactions entre des organismes biologiques (palétuviers, coraux) et les systèmes physiques. L'hydrodynamisme et le transport sédimentaire associé sont, par conséquent, influencés par les caractéristiques des structures récifales et des mangroves. Afin de répondre à cette problématique et dans l'objectif d'observer et d'analyser les variations morphosédimentaires des littoraux mahorais en réponse à la rapide élévation relative du niveau marin, quatre sites d'études ont été sélectionnés permettant une bonne représentativité des processus et de la cinématique des littoraux sableux à sablo-vaseux mahorais. Dans une première partie, les spécificités des sites d'études sont présentées. Notons que les caractéristiques hydrodynamiques des sites ont été réalisées dans le cadre de cette étude, ils ne sont donc pas présentés en contexte mais comme des résultats. Dans une seconde partie, se seront l'arsenal instrumental déployé *in situ* et les méthodes et techniques de télédétection mobilisés, pour répondre à cette question interdisciplinaire. Elles sont complétées pour le site de Sakouli par une modélisation 1D.

II.1 Caractéristiques géographiques des sites d'étude

Les sites d'étude ont été choisis en fonction de différents aspects à la fois scientifiques et logistiques. Tout d'abord, ils se devaient d'être représentatifs des plages de poche de l'île et/ou mettre en avant les spécificités de ce type morphologique. Ainsi, trois plages de poches et une baie sablo-vaseuses ont été sélectionnées. Afin de pouvoir observer les potentiels impacts de la subsidence, les sites choisis devaient présenter des taux de subsidences variables et un jeu de données topographiques pré-subsidence devait être disponible. Les sites de Mtsamboro (nord-ouest), Sakouli et Bandrélé (centre-est) et Ngouja (sud-ouest) (Figure II-1) répondaient à ces caractéristiques (Tableau II-1).



Figure II-1 : Localisation des sites d'étude et du houlographe (image Sentinel2, 14/08/2021)

Tableau II-1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques des sites d'études (*source des données de subsidence (Grandin et al., 2019))

Site	Localisation	Longueur de la plage	Largeur de la plage	Récif-barrière	Largeur du récif frangeant	Subsidence (cm)*	Particularité
Mtsamboro	nord-ouest	500 m	50-140 m	Récif barrière discontinu, présence d'îlots à environ 3 et 6 km	400 m	13,1	Plage de poche anthropisée. D.A.R. particulièrement large.
Sakouli	sud-est	600 m	50 m	Barrière récifale avec passe, présence d'un îlot à environ 2 km	220 m	18,1	Plage de poche à enjeux environnementaux et touristiques
Bandrélé	sud-est	2 km	/	Barrière récifale présente, mais effondrée dans la partie sud	350 m	18,1	Baie abritant une mangrove de 37 ha et anthropisée
Ngouja	sud-ouest	650 m	50 m	Barrière externe et seconde barrière effondrée	250 m	14,4	Plage de poche à enjeux environnementaux et touristiques

II.1.1 Mtsamboro

Située au nord-ouest de Grande Terre, la plage de Mtsamboro est longue de près de 500 m et se trouve dans une baie d'environ 2 km de large, limitée par des caps volcaniques (Figure II-1 et Figure II-2). Depuis 2018, la subsidence de la plage de Mtsamboro est estimée à 13,1 cm (Grandin *et al.*, 2019), faisant de ce site celui des quatre sites suivis ayant subi la plus faible subsidence.

Le récif-barrière faisant face à cette plage est discontinu, laissant entrer les houles océaniques (Figure II-1). Un récif frangeant, large de 500 m, est présent et est caractérisé par (i) un front récifal riche en coraux ; (ii) un platier détritique parfois recouvert d'une couche de sédiment fin (silt) et d'herbiers de phanérogames ainsi que de quelques macroalgues carbonatées ; (iii) et enfin par une dépression d'arrière-récif (D.A.R.) (Figure II-2). La D.A.R. du platier de Mtsamboro est particulièrement large. Elle s'étend sur environ 200 m et est profonde de 30 à 60 cm (Figure II-2). Le bas de plage de Mtsamboro est marqué, quant à lui, par une zone en pente douce, où sont amarrés des bateaux de pêcheurs, qui est prolongée par un haut de plage sableux et avec une pente modérée (9 %). À noter que pour lutter contre les intrusions marines, particulièrement durant les grandes marées où l'eau pénétrait dans les rues et dans les maisons, entre 1989 et 2008, des murs ont été construits en haut de plage. Aucune étude ne mentionne l'impact qu'ont pu avoir ses infrastructures sur le littoral et le trait de côte.

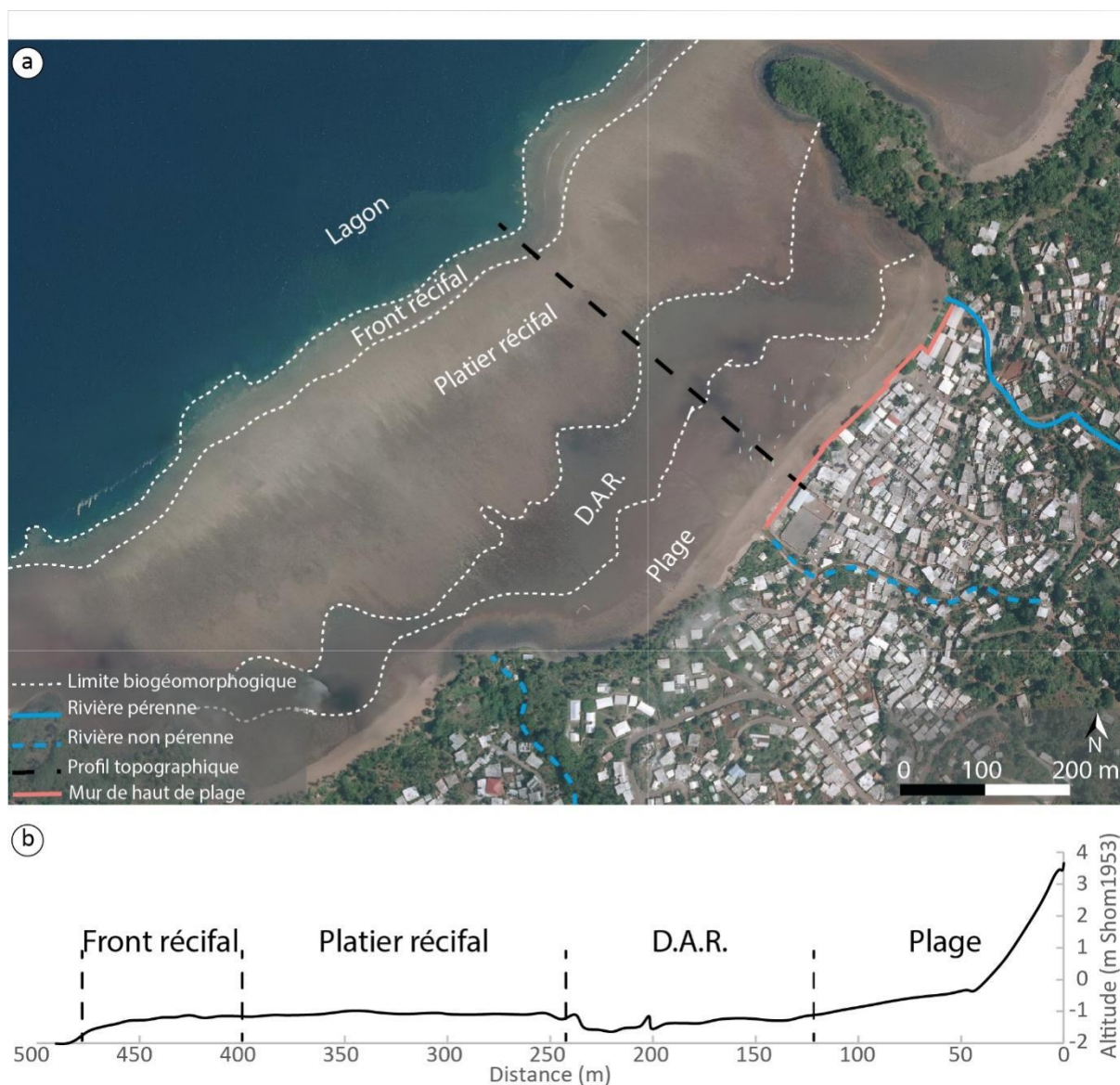


Figure II-2 : (a) Carte des unités biogéomorphologiques du platier de Mtsamboro, la ligne noire représente le profil au niveau duquel les limites des différentes unités géomorphologiques (fond de carte : orthophotographie de l'IGN, 2011), (b) Profil topographique réalisé au centre de la plage, montrant les limites des différentes unités biogéomorphologiques. D.A.R. = Dépression d'Arrière-Réci

Depuis une trentaine d'années, le platier récifal de Mtsamboro présente une évolution de son recouvrement corallien (IFRECOR, 2021). En 1989, le recouvrement du platier en coraux dur était supérieur à 80 % au sud du platier et compris entre 50 et 80 % au nord. Le suivi de 1997, indique une large diminution de cette couverture corallienne, avec des taux de recouvrement compris entre 5 et 20 % au sud et entre 20 et 50 % au nord. Cette décroissance du recouvrement corallien s'est poursuivie jusqu'en 2004, où moins de 5 % de la partie nord était recouverte de coraux durs tandis qu'entre 5 et 20 % persistaient au sud. Cette dynamique est à mettre en relation avec les phénomènes majeurs ayant entraîné une mortalité corallienne à Mayotte (Figure I-18). En 2012, la couverture corallienne a augmenté sur l'ensemble du platier avec une couverture comprise entre 20 et 50 %. Cette augmentation

de la couverture corallienne est potentiellement liée à une modification structurelle des communautés coralliennes : les espèces opportunistes et robustes semblent être favorisées par les conditions environnementales contraignantes (augmentation des pressions humaines) (Wickel *et al.*, 2013).

La plage de Mtsamboro est l'exutoire d'un bassin versant d'environ 19 hectares avec une pente de 22,7 % sur une distance de 1 km (Jeanson *et al.*, 2021b). Trois cours d'eau se déversent dans le lagon au niveau de la plage de Mtsamboro, seul celui le plus au nord est pérenne (Figure II-2). Depuis 2015, un suivi de l'érosion du bassin versant de Mtsamboro est réalisé au travers du projet LESELAM⁸ (Lutte contre l'Érosion des Sols et l'Envasement du Lagon de Mayotte). La partie amont du bassin est boisée par endroit mais également défrichée et mise en culture, tandis que la partie aval est urbanisée (Desprats *et al.*, 2016). Ces suivis montrent une variabilité interannuelle des taux d'érosion principalement liée aux variations de la pluviométrie et aux travaux d'urbanisation (Desprats *et al.*, 2016, 2018, 2019).

II.1.2 Sakouli

La plage de Sakouli est une plage d'environ 600 m de long pour une largeur variant entre 60 et 80 m à marée basse alors qu'elle est presque submergée lors des marées hautes de vives-eaux. Située sur la côte centre-est de Grande Terre (Figure II-1), il s'agit de la plage avec le plus fort taux de subsidence, 18,1 cm, parmi les sites étudiés (Grandin *et al.*, 2019). Les caractéristiques hydrodynamiques de cette plage sont conditionnées par la présence d'une barrière récifale discontinue à environ 3,5 km, un récif frangeant de 220 m de large, ainsi que par la présence d'un îlot situé à environ 2 km au large de la plage (Figure II-1).

Du large vers la plage, le platier récifal peut être décomposé en quatre grandes unités biogéomorphologiques (Figure II-3). Tout d'abord, après la pente externe, le platier est composé d'un front récifal riche en coraux vivants avec un fort taux de recouvrement (observation personnelle). Ce front récifal est suivi d'un platier détritique, recouvert d'une couche de sédiment plus ou moins dense à l'approche de la plage, permettant la présence d'un herbier de phanérogames et de macroalgues calcaires (algues coralligènes, principalement *Hydrolithon sp.*, *Neogoniolithon fosliei* et *Mesophyllum sp.*). Entre le platier détritique et la plage se situe une dépression d'arrière-récif peu marquée. Ces conditions environnementales font de Sakouli une plage de poche avec une pente de haut de plage modérée (6,5 %) et des sables détritiques (altéritiques) moyennement bien classés avec moins de 15 % de fraction bioclastique (Jeanson *et al.*, 2021a). Après de fortes pluies, des ravines non permanentes peuvent se former au centre et au sud de la plage (Figure II-3), malgré un bassin versant quasiment inexistant.

⁸ Plus d'informations sur le projet LESELAM sont à retrouver sur le site : <https://www.leselam.com/>

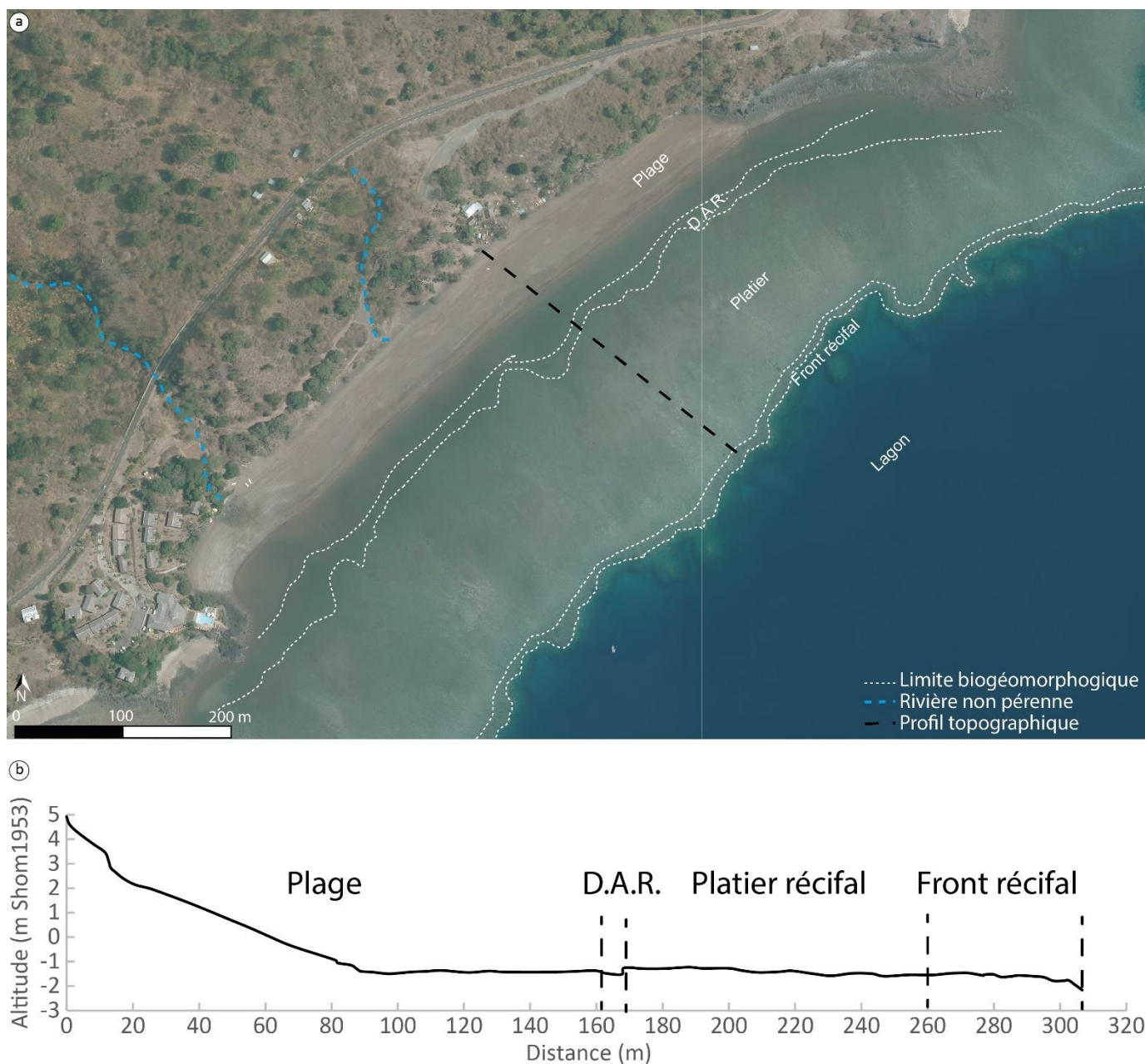


Figure II-3 : (a) carte des unités biogéomorphologiques du platier de Sakouli, la ligne noire représente le profil au niveau duquel les limites des différentes unités géomorphologiques (fond de carte : orthophotographie de l'IGN, 2011), (b) Profil topographique de la plage de Sakouli réalisé au centre de la plage, montrant les limites des différentes unités géomorphologiques. D.A.R. : Dépression d'Arrière-Récif.

Depuis 1989, le platier récifal de Sakouli présente une relative augmentation de son recouvrement corallien, passant de moins de 5 % de recouvrement en 1989 à un recouvrement compris entre 20 à 50 % en 2012 (Wickel *et al.*, 2013). Les raisons de cette variation ne semblent pas avoir fait l'objet de publication. Ce site ne faisant pas l'objet de suivi particulier de son recouvrement corallien, aucune étude n'a été publiée depuis sur l'état de santé du récif. Les observations faites sur la période de l'étude semblent indiquer des recouvrements plus importants que sur les sites de Mtsamboro et Bandrélé.

II.1.3 Ngouja

La plage de Ngouja est située au sud-ouest de Grande Terre, entre les baies de Mzouazia et de Kani (Figure II-1 et Figure II-4). Depuis 2018, la subsidence de la plage de Ngouja est estimée à 14,4 cm (Grandin *et al.*, 2019). Cette plage de 650 m de long et large de 60 à 80 m à marée basse est pratiquement submergée lors des marées hautes de vives-eaux. Elle est bordée par un récif frangeant de 220 m de large pouvant être divisé en sous-unité biogéomorphologique (Figure II-4). Du large vers la côte, il est possible de retrouver la pente externe avec une densité corallienne diminuant avec la profondeur. En amont de cette pente se trouve le front récifal avec une forte densité de coraux (observation personnelle), ensuite, on trouve une zone de débris colonisée par des herbiers de phanérogames recouvrant le platier. Enfin, la plage est composée de sable moyen à grossier (D_{50} de 0,3 à 0,6 mm) médiocrement classé, principalement d'origine bioclastiques carbonatés (Jeanson *et al.*, 2021a), avec une pente d'environ 10 %. Aucun cours d'eau pérenne ne se jette sur cette plage, ainsi l'essentiel des apports sédimentaires terrigènes se produisent en saison humide après de forts épisodes pluvieux par une rivière intermittente dans la partie nord de la plage (Figure II-4). Situé au S de l'île, le bassin versant de Ngouja fait parti des plus petits et des moins arrosés de l'île.

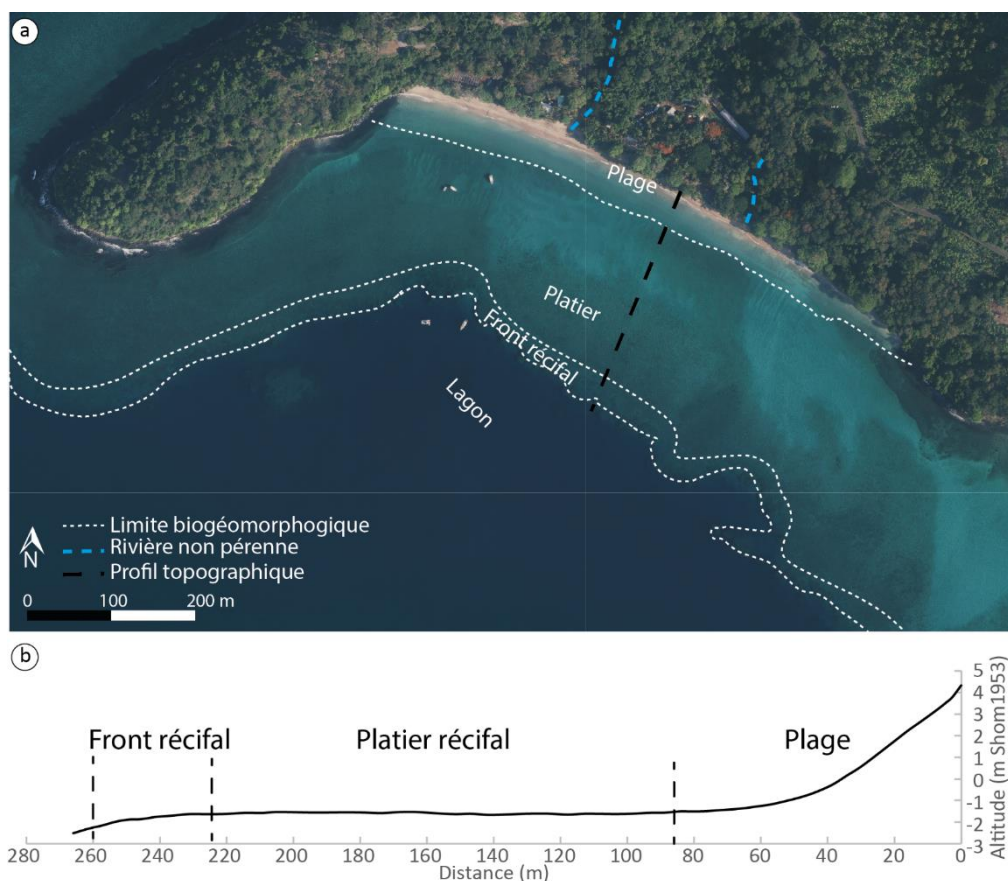


Figure II-4 : (a) carte des unités biogéomorphologiques du platier de Ngouja, la ligne noire représente le profil au niveau duquel les limites des différentes unités géomorphologiques (fond de carte : orthophotographie de l'IGN, 2020), (b) Profil topographique de la plage de Ngouja réalisé au centre de la plage, montrant les limites des différentes unités biogéomorphologiques. D.A.R. : Dépression d'Arrière-Récif.

Le recouvrement corallien dur du platier de Ngouja a connu un déclin important entre 1989 et 2004, passant d'un recouvrement compris entre 50 à 80 % à un recouvrement de moins de 5 % par endroit. En 2012, le récif présentait toutefois une bonne résilience avec un taux de recouvrement compris entre 20 et 50 % (Wickel *et al.*, 2013). Cette plage ne fait pas non plus l'objet de suivi récurrent de l'état de santé des récifs. Les observations réalisées lors des études de terrains montrent un recouvrement corallien relativement important.

II.1.4 Bandrélé

Le site de Bandrélé est localisé sur la côte Sud-Est de Grande Terre, légèrement au sud du site précédent de Sakouli (Figure II-5). À la différence des autres sites d'étude, le littoral de Bandrélé n'est pas caractérisé par la présence de plage de poche. Ce site permet ainsi de mettre en exergue les spécificités géomorphologiques des plages de poches par rapport aux autres littoraux sablo-vaseux de Mayotte. Étant située sur la côte est de Grande Terre, Bandrélé a été particulièrement touchée par la subsidence. Tout comme à Sakouli, la subsidence est estimée à 18,1 cm entre 2018 et 2020 (Grandin *et al.*, 2019).

D'une largeur de 2 km, cette baie sablo-vaseuse présente de nombreuses barres intertidales. La plupart de ces barres se trouvent à quelques dizaines de mètres en avant du front lagunaire de la mangrove mais certaines d'entre elles sont directement adjacentes aux palétuviers et même pénètrent à l'intérieur de la mangrove (Figure II-1). Cette mangrove d'environ 36 ha s'est développée grâce aux conditions hydrodynamiques relativement calmes en raison de la présence (i) d'un récif frangeant large de 350 m, (ii) d'un îlot au large (îlot Bandrélé, 2 km) et (iii) d'un récif-barrière (partiellement effondré) (Figure II-1) (Jeanson *et al.*, 2019). Comme pour la majorité des récifs frangeant de Mayotte, le récif de ce secteur est constitué d'un large front récifal à coraux de type *Acropora* et *Porites* principalement, qui précède un platier récifal subhorizontal pratiquement émergé aux basses mers de vives eaux. Par endroit, une dépression d'arrière-récif délimite le récif frangeant et l'estran sablo-vaseux recouvert de nombreuses barres intertidales (Figure II-5). Le front récifal est sinueux et caractérisé par des « entrants » en direction du littoral plus ou moins larges et profonds qui peuvent être prolongés par une dépression d'arrière-récif. Le platier est également marqué par la présence de dépressions fermées profondes de quelques mètres (Figure II-5). Ces dépressions pourraient être liées à des variations de croissances des récifs et à des processus géomorphologiques présents lors de la dernière remontée du niveau marin. Ces entrants conditionnent l'hydrodynamisme de l'estran. En effet, le flot pénètre dans le système récifal au travers de ces dépressions, puis se répand sur le platier perpendiculairement à son axe. À marée descendante, ces masses d'eau s'écoulent vers le lagon au travers de ces dépressions (Jeanson, 2009).

La présence d'une mangrove en arrière-récif souligne ces conditions hydrodynamiques plutôt calmes qui permettent le stockage de sédiments fins. Ces sédiments peuvent venir du large et être transportés sur le récif lors de condition de forte énergie. Cependant, la première source d'apport est

d'origine fluviatile (Figure II-5). Entre 1950 et 2016, la mangrove a cependant subi un léger recul (- 2,27 ha), principalement en raison de pressions humaines qui ont affecté les franges terrestres de la mangrove (Jeanson *et al.*, 2019). La répartition surfacique des coraux durs sur le platier de Bandrélé est similaire à celle observée à Sakouli, avec une tendance à l'augmentation de la surface corallienne dure entre 1989 et 2012 (Wickel *et al.*, 2013). Ce site ne fait pas l'objet de suivi régulier du recouvrement corallien.

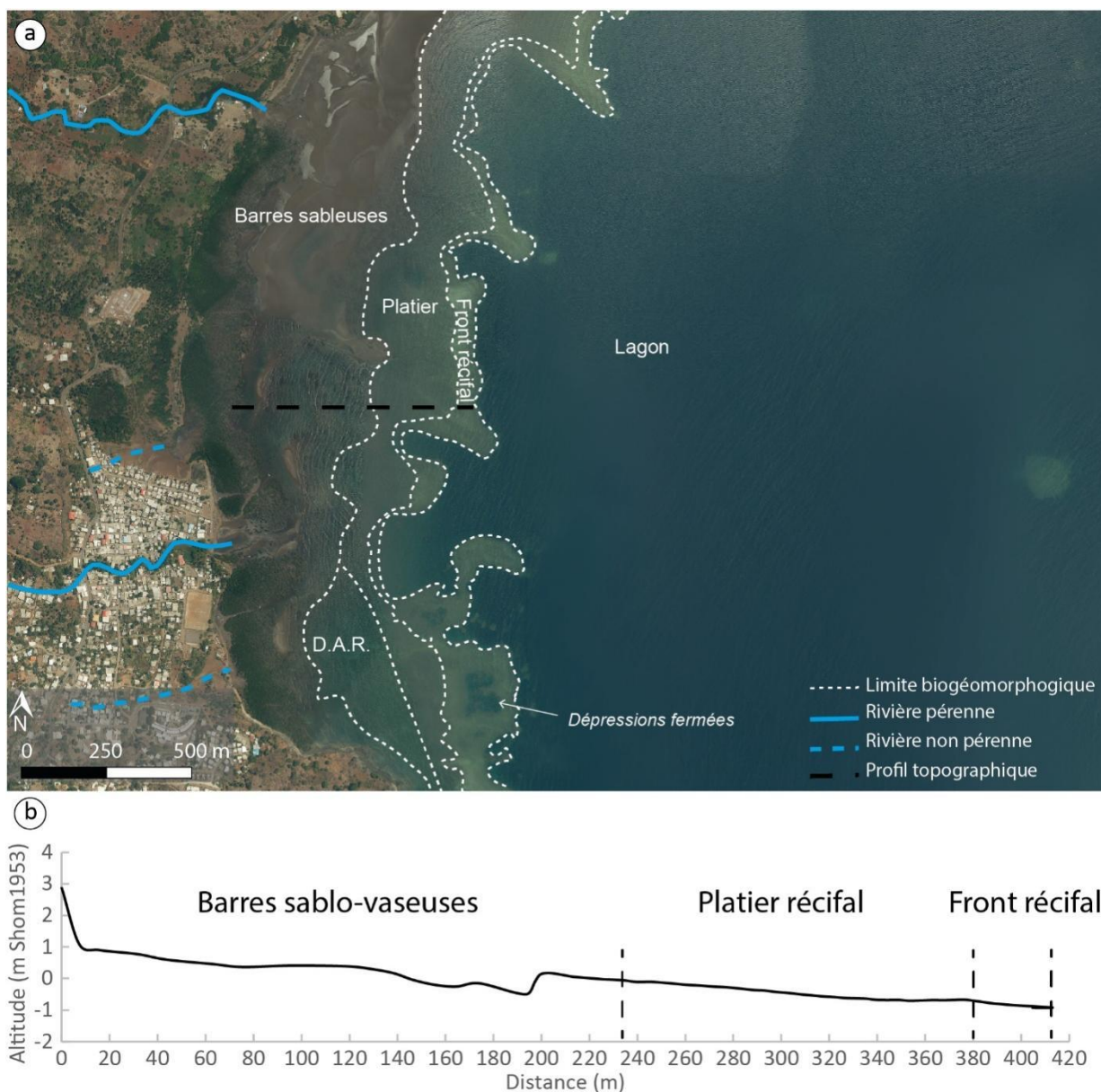


Figure II-5 : (a) carte des unités biogéomorphologiques du platier de Bandrélé, la ligne noire représente le profil au niveau duquel les limites des différentes unités géomorphologiques (fond de carte : orthophotographie de l'IGN, 2016), (b) : Profil topographique de Bandrélé, montrant les limites des différentes unités biogéomorphologiques

II.2 Approche méthodologique

Afin d'étudier les caractéristiques hydrosédimentaires des plages de poche de Mayotte dans un contexte de subsidence rapide, une démarche méthodologique répondant au cadre conceptuel pluridisciplinaire a été mise au point, basée sur un croisement de plusieurs approches, à différentes échelles spatiales et temporelles. Dans un premier temps, nous avons cherché à étudier la morphodynamique des sites d'étude à l'échelle saisonnière. Des approches topographiques, hydrologiques et sédimentaires sont ici déployées de manière classique, permettant de caractériser la cinématique et les processus à court terme. Cette démarche est complétée par un suivi sur le long terme mobilisant des données topographiques historiques et le suivi de l'évolution du trait de côte. Dans une ambition d'approche interdisciplinaire, nous tentons de poser un cadre méthodologique pour une caractérisation des dynamiques spatiotemporelles des unités biogéomorphologiques à l'échelle du récif frangeant en mobilisant l'imagerie satellitaire optique haute résolution. Une réflexion est aussi menée sur la place d'une modélisation 1D pour évaluer la vulnérabilité d'une plage récifale aux conditions hydrodynamiques de cette période post-subsidence.

II.2.1 Relevés topographiques et morphologiques

Le profil d'équilibre d'une plage est le résultat des forces constructives et destructrices qui s'exercent sur un profil de plage (Larson, 1991). Comme expliqué dans le CHAPITRE I, les plages de poches sont associées à un système de transport sédimentaire majoritairement fermé, avec des échanges transversaux dominants. Toutefois, lorsque la plage est soumise à des inversions saisonnières dans la direction et l'intensité des courants, des mouvements longitudinaux peuvent également se produire (Short and Masselink, 1999).

Afin de caractériser et mesurer les réponses spatio-temporelles des formations littorales aux conditions hydrodynamiques, des suivis topographiques réguliers ont été réalisés, permettant de caractériser les dynamiques morphologiques. Les données acquises ont également servi à la calibration des modèles morphodynamiques. Sur chaque site, différents profils topographiques ont été suivis, leur localisation permet une bonne représentation des mouvements sédimentaires sur la plage aussi bien spatialement que temporellement. Ces profils correspondent également à ceux réalisés lors d'étude précédente afin de suivre l'évolution temporelle des sites d'étude avant le début de la subsidence (Jeanson, 2009; Jeanson *et al.*, 2013, 2019, 2021b, 2021a; Claverie *et al.*, 2019; Morisseau, 2019). Les dates des levés topographiques en fonction des sites sont à retrouver dans le Tableau II-2.

Tableau II-2 : Récapitulatif des dates de levé topographique, *levés antérieurs à cette thèse

Mtsamboro	Sakouli	Bandrélé	Ngouja
2008-03-02*	2008-03-04*	2008-03-04*	2005-09-14*
2019-09-30*	2019-09-03*	2018-04-16*	2006-02-16*
2019-10-30*	2019-10-01*	2018-09-10*	2007-02-16*
2020-03-11*	2019-10-31*	2019-06-20*	2007-06-13*
2020-09-18*	2020-04-08*	2020-05-07*	2008-03-08*
2021-03-01	2020-07-30*	2020-11-16	2018-04-20*
2021-04-01	2020-10-19	2021-04-14	2018-10-08*
2021-09-10	2021-03-31	2021-09-10	2019-04-11*
2022-03-03	2021-05-18	2022-04-19	2019-10-15*
2022-09-27	2021-05-26	2022-09-22	2019-12-12*
	2021-10-19		2020-04-24*
	2022-01-25		2020-10-20
	2022-03-22		2021-04-12
	2022-10-26		2021-10-20
	2022-10-28		2022-03-31
			2022-06-13
			2022-06-20
			2022-06-29
			2022-09-28

II.2.1.1 Levés des profils topographiques

Les mesures terrain ont été réalisées à partir de deux méthodes : (1) une méthode de positionnement optique (station totale) et (2) une méthode basée sur des localisations satellites (GNSS-RTK).

II.2.1.1.1 Positionnement optique

Dans les zones de fermeture de la canopée (végétation arbustive dense) ne permettant pas l'utilisation de moyen de positionnement satellite, une station totale est utilisée. La **station totale**, aussi appelée tachéomètre (Nikon XF), est un instrument qui permet de mesurer des distances à l'aide d'un télémètre à visée infrarouge intégré à l'appareil et d'un prisme réflecteur posé sur une perche (Figure II-6). Chaque levé a été réalisé en mode « station fixe », c'est à dire à partir d'une « tête de profil » fixe matérialisée par une borne en béton dont les coordonnées géographiques (X, Y, Z) sont connues. Avant chaque levé, pour permettre la réitération des profils, des points d'orientation et de calage ont été réalisés. Une fois l'installation terminée, les points de relevés perpendiculaires à la plage et espacés de 2 à 5 m ont été réalisés. Prenant en compte la précision instrumentale (± 2 mm + 2 ppm d'après le fabricant) ainsi que les incertitudes opérateurs, la marge d'erreur est estimée à ± 5 cm.

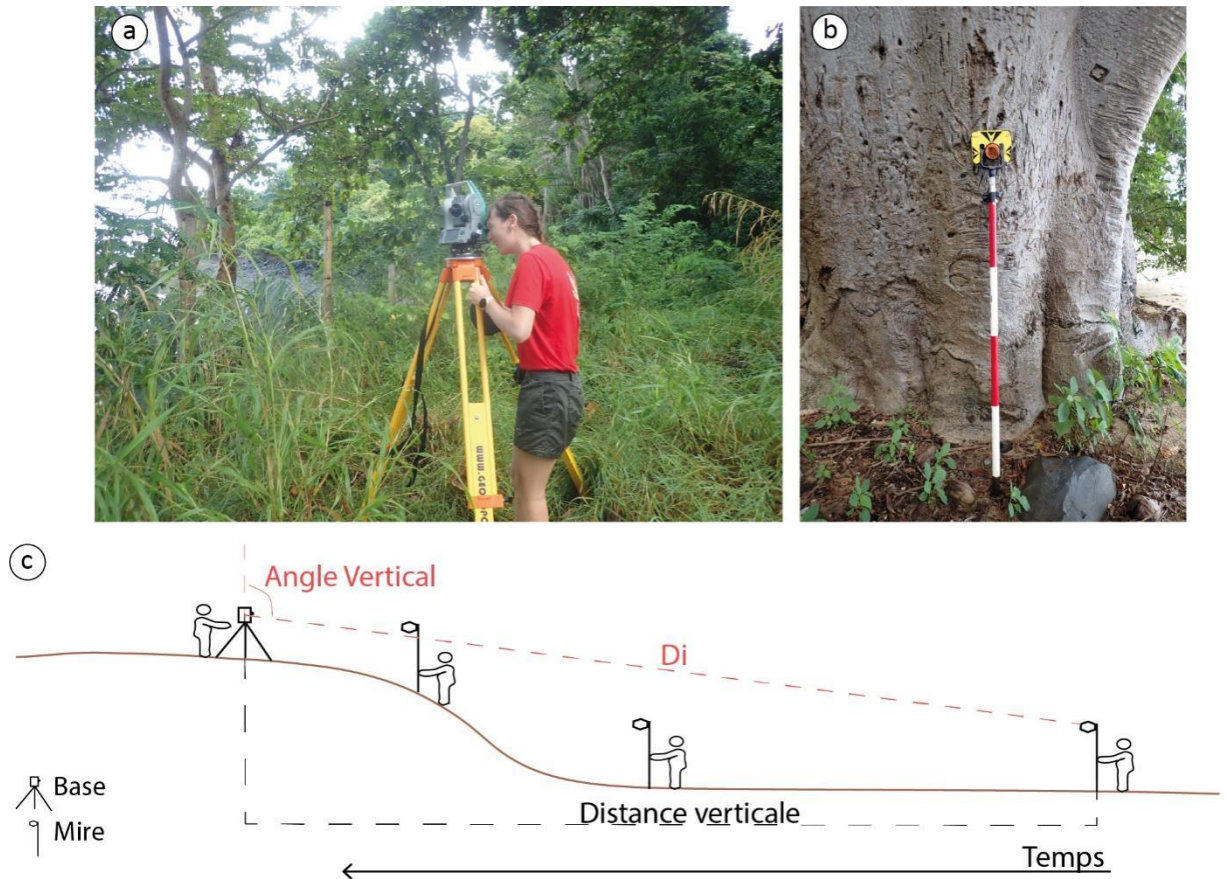


Figure II-6 : Photographies (a) de la mise en station du tachéomètre et (b) du prisme réflecteur utilisé (clichés M. Courteille, 2021 et S. Charroux, 2020). (c) schéma du mode de fonctionnement du tachéomètre avec D_i et Angle Vertical les deux valeurs mesurées par le tachéomètre et Distance verticale la distance calculée.

II.2.1.1.2 Positionnement satellitale

En l'absence de masque (bâtiments, arbres), un système de positionnement GNSS est privilégié. Le GNSS RTK (Trimble R8s) est une amélioration du GNSS qui permet de recevoir des coordonnées géographiques (X, Y, Z). En se basant sur la méthode de trilatération, le récepteur (base ou mobile) détermine sa position en connaissant la distance le séparant d'un jeu de satellite dont la position est connue. Il a besoin d'un minimum de 4 satellites afin de déterminer les 4 inconnues (X, Y, Z et temps). L'utilisation du GNSS RTK impose la présence d'une base installée sur un point fixe et d'un récepteur mobile permettant l'acquisition des coordonnées des points à mesurer (Figure II-7). Comme la station de base est installée sur un point dont les coordonnées sont connues, elle détermine à chaque instant les écarts entre sa position réelle et les distances mesurées via le signal satellite. Ces corrections sont ensuite soit enregistrées et post traitées (PPK), soit appliquées en temps réel au mobile (RTK). Pour l'ensemble des mesures réalisées dans le cadre de ce travail, le mode RTK (*Real Time Kinematic* – Cinématique en temps réel) a été utilisé. Dans ce mode, les corrections sont envoyées directement au mobile à l'aide d'une radio, ainsi le mobile peut calculer sa position en temps réel avec la plus grande précision. Ce mode permet également de ne pas traiter les données de signal de code (C/A) mais des données de phases

afin d’avoir une valeur plus exacte. Ainsi, en ajoutant les incertitudes opérateurs, la marge d’erreur est estimée à ± 5 cm.

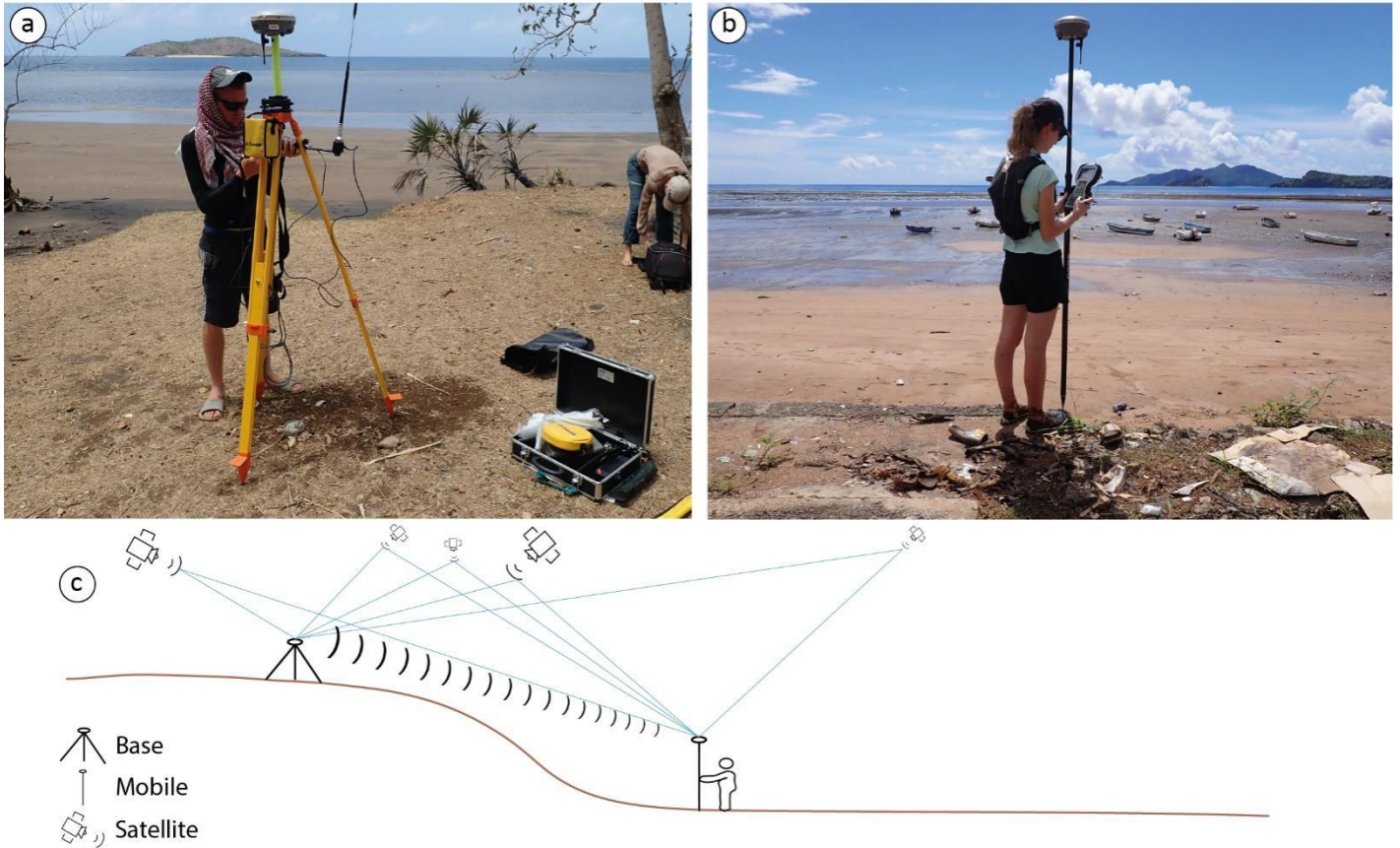


Figure II-7 : Photographies (a) de la mise en station du DGNSS, (b) de la mobile (clichés M. Jeanson 2019 et M. Courteille 2021) et (c) schéma du mode de fonctionnement du DGNSS RTK

Les données brutes de la station totale et du GNSS RTK ont été traitées à l’aide de la macro Excel Profiler 3.4 développée par Olivier Cohen⁹ (Cohen, 2014). Cette macro permet de tracer des profils de plages, de calculer des volumes et des variations d’altitudes de plages. Le calcul du volume s’effectue entre le profil et une altitude plancher, qui est défini par l’utilisateur. Dans le cas de cette étude, il est fixé pour tous les profils à -3 m. Cela permet de quantifier les mouvements sédimentaires et les gains ou pertes de sédiments observables sur les sites d’études.

II.2.1.2 Photogrammétrie drone

Le site de Ngouja est inscrit dans le SNO Dynalit depuis 2018. Dans ce contexte, il bénéficie de mesures spécifiques telles que des données photogrammétrie drone. **La photogrammétrie drone** (DJI Phantom 4Pro, Figure II-8) permet de réaliser des reconstitutions en trois dimensions à l’aide de

⁹ Université du Littoral Côte d’Opale (ULCO)

photographies aériennes basses altitudes. Des vols drones à 55 m d'altitude ont été réalisés sur la plage de Ngouja de façon semestrielle depuis 2018. Les vols ont été réalisés lors des intersaisons (octobre et avril) aux marées basses de vives eaux afin de minimiser la présence d'eau sur le platier et le bas de plage. Les plans de vol ont été définis à l'avance et programmés sur le drone en amont du levé. Lors des levées, une trentaine de points de contrôle (*Ground Control Point – GCP*) ont été matérialisés par des cibles noires et blanches (ou rouges et blanches) au sol et dont le centre a été mesuré à l'aide du DGNSS. La répartition et la densité des *GCPs* ont été optimisées de façon à couvrir les différents faciès de plages, avec une répartition en haut, milieu et bas de plage (Figure II-8). Ce placement permet d'améliorer la robustesse de la restitution topographique dans les zones susceptibles de générer des erreurs plus importantes.

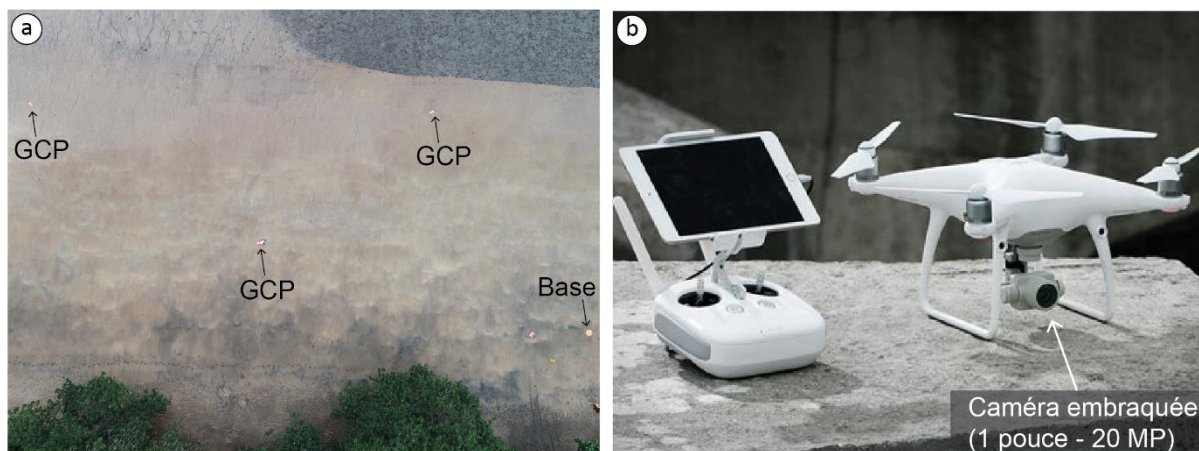


Figure II-8 : Photographies (a) aériennes des points de contrôle (GCP) drone et de la base, (b) du drone DJI Phantom 4 pro, (clichés Jeanson 2021 et cdn.hiconsumption.com)

Le traitement des images a été effectué dans le logiciel *Agisoft Metashape 1.8.2*, en suivant la méthodologie utilisée par Casella *et al.*, (2016). Cette méthode permet de construire des Modèles Numériques d'Élévations (MNE) et des orthophotographies avec une résolution inférieure à 2 cm. L'erreur quadratique moyenne *RMSE* (*Root Mean Square Error*) (x, y, z) a été calculée à partir des *GCPs* pour chaque MNE par le logiciel *Agisoft Metashape 1.8.2*. Ensuite, afin d'obtenir les variations altitudinales entre deux périodes de mesure, les différences des MNE ont été calculées sous le logiciel *QGIS 3.16.7* à partir de l'équation suivante (Angnuureng *et al.*, 2020) :

$$\Delta DEM = K_2 - K_1 \quad \text{Équation II-1}$$

Où ΔDEM représente la différence standard des MNE, K_2 le MNE le plus récent et K_1 le MNE le plus ancien.

II.2.2 Mesures hydrodynamiques

L'hydrodynamisme côtier est le lien fondamental entre les morphologies observées et leur évolution dans le temps. Il rend compte des forçages externes guidant l'évolution de la morphologie côtière. Dans le cadre de cette étude, en l'absence de données, plusieurs campagnes hydrodynamiques

ont été réalisées ou exploitées pour la première fois afin de refléter les conditions météo-marines de chaque saison.

II.2.2.1 Instrumentation et déploiement hydrodynamique

Deux types d'appareils de mesures des paramètres hydrodynamiques ont été déployés en domaine intertidal sur les platiers des sites étudiés : des profileurs de courant de type ADCP et des capteurs de pression.

II.2.2.1.1 Acoustique Doppler Current Profiler (ADCP)

L'ADCP utilisé dans le cadre de cette thèse a été un **Signature 1000** développé par la société NORTEK. La tête du courantomètre repose à environ 70 cm du fond, sur une structure métallique posée sur le substrat récifal (Figure II-9a). Il se base sur le principe de l'effet Doppler. Un transducteur émet une onde acoustique (ici à 1000 Hz) à travers la colonne d'eau. Les particules en mouvement du milieu (matières en suspension, bulles d'air...) réfléchissent l'onde émise par l'appareil qui déduit une vitesse et une direction de mouvement de celles-ci. Les particules n'ayant pas de vitesse propre (ou négligeable par rapport à celle du courant), le déplacement de ces particules traduit le déplacement du courant. Ainsi, ce courantomètre permet d'obtenir des informations de direction et d'intensité du courant dans différentes tranches d'eau verticale (profil de courant). Les courants sont orientés à l'aide du compas interne de l'ADCP. Ils sont donc donnés par rapport au nord magnétique. La présence d'un capteur de pression a également permis d'extraire les paramètres de vagues (hauteur d'eau, hauteur significative - H_s , période pic - T_p).

Pour l'ensemble des déploiements, les mêmes paramètres d'enregistrement ont été utilisés. Ils ont été définis selon différents facteurs. Afin d'obtenir un jeu de données fiables, la fréquence d'échantillonnage (F_e) doit être au moins deux fois supérieure à la plus grande fréquence à étudier (Karimpour, 2018). Le but de cette étude étant d'observer les vagues ayant une fréquence comprise entre 0,005 Hz (infragravitaire) et 0,300 Hz (mer de vent), la fréquence d'échantillonnage choisie a été 2 Hz. Les limites liées à la batterie et aux stockages des données ont également été prises en compte aux vues de la durée des déploiements (jusqu'à 38 marées). Ainsi, les paramètres d'enregistrement de données choisis ont été de 2 minutes de mesures toutes les 10 minutes à une fréquence de 2 Hz.

II.2.2.1.2 Capteurs de pression

Des capteurs de pression, **solo³D** de chez RBR (Figure II-9b) et **SP2T10** de chez NKE (Figure II-9c) ont également été employés. Ces sondes mesurent la pression qui s'exerce sur leurs membranes. Cette pression correspond à la somme de la pression atmosphérique et de la pression due à l'eau. Les capteurs de pression fournissent trois types de données :

- la pression mesurée (P_{tot}) (dbar), correspondant à la somme de la pression de l'eau et de la pression atmosphérique ;
- la pression de l'eau (P_{eau}) (dbar) calculée par l'appareil en soustrayant la pression mesurée à une valeur constante de la pression atmosphérique ;

- la hauteur d'eau (*Heau*) calculée à partir de la relation hydrostatique (m).

L'ensemble des capteurs ont été configurés pour enregistrer de façon continue à une fréquence de 2 Hz.

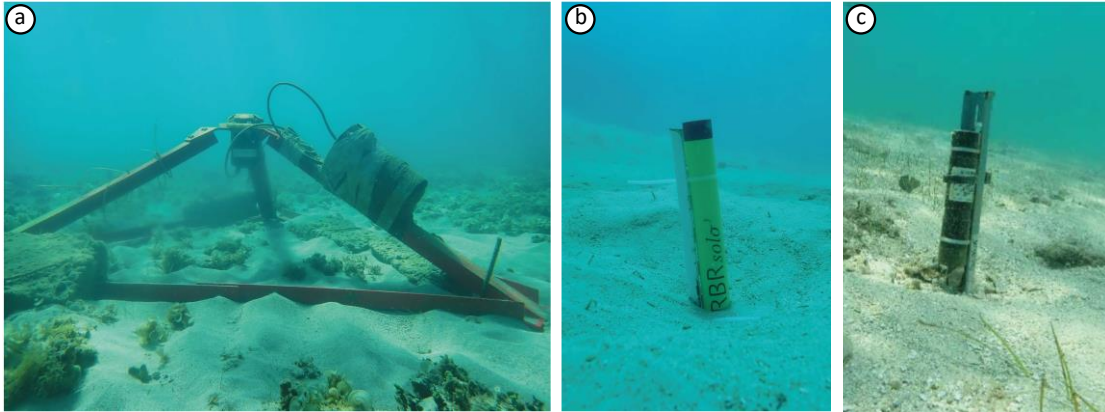


Figure II-9 : photographie de (a) l'ADCP déployé sur le platier de Sakouli, (b) d'un capteur RBR déployé sur le platier de Sakouli et (c) d'un capteur NKE, déployés sur le platier de Ngouja (Clichés Y. Mercky).

II.2.2.2 Traitement des données

Dans le but de limiter les erreurs liées à la comparaison et à l'interprétation des données issues des différents instruments utilisés et de différentes méthodes de traitements, lorsque cela a été possible, les données brutes des appareils ont été reprises et traitées de façon identique.

II.2.2.2.1 Courantomètre

L'extraction de données brutes de l'ADCP n'étant pas possible, les données ont été traitées dans le logiciel constructeur *SignatureWaves*. Le traitement des données a été séparé en deux étapes (i) l'analyse des paramètres de vagues et (ii) l'analyse des vitesses et directions des courants et des vagues.

(i) Dans ce logiciel, les paramètres de vagues peuvent être calculés de trois façons différentes : par pression, par vitesse ou par le suivi de la surface acoustique (AST). Afin d'obtenir des données comparables aux capteurs de pression, la première méthode a été utilisée pour calculer les paramètres de vagues. Cette méthode est plus amplement décrite dans la partie dédiée au traitement des capteurs de pression. Elle permet d'obtenir les hauteurs d'eau, les hauteurs significatives, les périodes pics et les densités d'énergie spectrales.

(ii) Les données de direction des vagues et des courants ont également été traitées dans le logiciel constructeur. Les données brutes sont orientées par le courantomètre, en fonction du nord magnétique. À Mayotte la déclinaison magnétique est d'environ 8° ouest, ainsi, les données ont été corrigées et rapportées en fonction du nord géographique. Une fois la correction de la déclinaison magnétique effectuée, les moyennes des directions et vitesses des courants ont été réalisées pour chaque *burst*¹⁰.

¹⁰ La durée de l'analyse spectrale est appelée « *burst* ».

Dans le but d'assurer la qualité des données, les échantillons présentant un pic d'amplitude (élevé ou faible) ont été supprimés. De la même manière, les échantillons dont la corrélation des faisceaux de l'ADCP était inférieure à 50 % ont été supprimés. Enfin, pour éviter le bruit électronique, toutes les valeurs acquises dans moins d'un mètre d'eau ont été supprimées (Nortek, 2018).

II.2.2.2.2 Paramètres des vagues

Les données de pression enregistrées par les capteurs doivent être analysées pour comprendre les conditions d'agitations durant la période de déploiement. Ainsi, à partir des données brutes des capteurs (P_{tot}), une analyse spectrale a été réalisée pour connaître l'énergie des vagues et leur répartition dans le domaine fréquentiel (H_s , T_p , densité d'énergie spectrale). Cette analyse se base sur les variations de pression et suppose l'absence de variation notable sur toute la durée de l'analyse (Karimpour and Chen, 2017). Le contexte mésotidal de Mayotte implique une évolution rapide de la marée, ainsi, la durée de l'analyse doit être relativement courte pour s'affranchir de ces tendances (tendance croissante à marée montante par exemple). C'est pourquoi les *bursts* ont été choisis égaux à 15 minutes. Dans ce contexte, la série temporelle de l'analyse spectrale est donc de 1800 valeurs ($15 \times 60 \times 2$).

Cette série temporelle a ensuite dû être convertie dans le domaine fréquentiel, à l'aide de la transformée de Fourier rapide (FFT – *Fast Fourier Transform*). Pour chaque capteur, les paramètres de vagues ont été calculés :

- **Hauteur d'eau moyenne** (H_{eau}). Les capteurs de pression enregistrent la pression totale exercée sur leur membrane. Afin de s'affranchir de la pression atmosphérique, les capteurs ont tous été programmés pour enregistrer au minimum 3 h avant le début de leur déploiement. La moyenne de cette pression à l'air a été soustraite aux valeurs de pression mesurée pour obtenir la pression de l'eau (P_{eau}). Ensuite, la relation hydrostatique (Équation II-2) permet d'obtenir des valeurs de hauteur d'eau en fonction de la pression.

$$P_{eau} = \rho \cdot g \cdot h_{eau} \quad \text{Équation II-2}$$

Avec P_{eau} la pression due à la hauteur d'eau (en Pascal), ρ la masse volumique de l'eau (supposée constante à 1028 kg.m^{-3}), g l'accélération de pesanteur ($9,81 \text{ m.s}^{-1}$) et h_{eau} la hauteur d'eau au-dessus du capteur (en mètre).

Pour éviter le bruit électronique, toutes les valeurs acquises dans moins de 50 cm d'eau ont été supprimées (Karimpour and Chen, 2017).

- La **hauteur significative** (H_s), c'est-à-dire la hauteur moyenne du tiers des vagues les plus hautes sur la période d'observation. H_s est une grandeur statistique qui est utilisée pour caractériser les états de mer. Elle est calculée comme étant égale à :

$$H_s = 4\sigma_n \quad \text{Équation II-3}$$

- La **Période pic** (T_p), période des ondes les plus énergétiques, qui correspond à l'inverse de la fréquence de crête (F_p) fréquence à laquelle la densité spectrale d'énergie est maximale. Ainsi :

$$T_p = \frac{1}{F_p} \quad \text{Équation II-4}$$

Afin d'éviter d'amplifier le bruit électronique et d'introduire artificiellement de l'énergie dans le système, il a fallu définir des fréquences de coupure. En effet, les ondes dont la longueur d'onde est inférieure à deux fois la hauteur d'eau ne peuvent être détectées par les capteurs. Ainsi, l'énergie visible dans les hautes fréquences après la correction de la théorie linéaire est due à un bruit de mesure et non à une réelle détection d'énergie dynamique à ces fréquences (Karimpour and Chen, 2017). Il est donc nécessaire de déterminer la limite entre la détection de l'énergie dynamique et le bruit. Différentes études déterminent cette fréquence limite de manière graphique en utilisant la densité spectrale d'énergie ($\text{m}^2 \cdot \text{Hz}^{-1}$) en fonction de la fréquence (Hz) (Petitjean, 2016; Karimpour and Chen, 2017). Le capteur situé le plus profond est celui où l'atténuation d'énergie dynamique sera maximum, par conséquent, il est pertinent de se baser sur les spectres de ce capteur pour déterminer les fréquences de coupure (Petitjean, 2016; Karimpour and Chen, 2017). Avec une résolution graphique, la limite haute (F_{max}) est estimée correspondre au niveau d'énergie minimale après la fréquence maximale, avant que les valeurs de l'énergie ne commencent à diverger. Cependant, la fréquence d'énergie maximale varie considérablement entre les sites. Elle est de 0,15 Hz pour Ngouja et Mtsamboro alors qu'elle est de 0,22 et 0,26 Hz pour Bandrélé et Sakouli (Figure II-10).

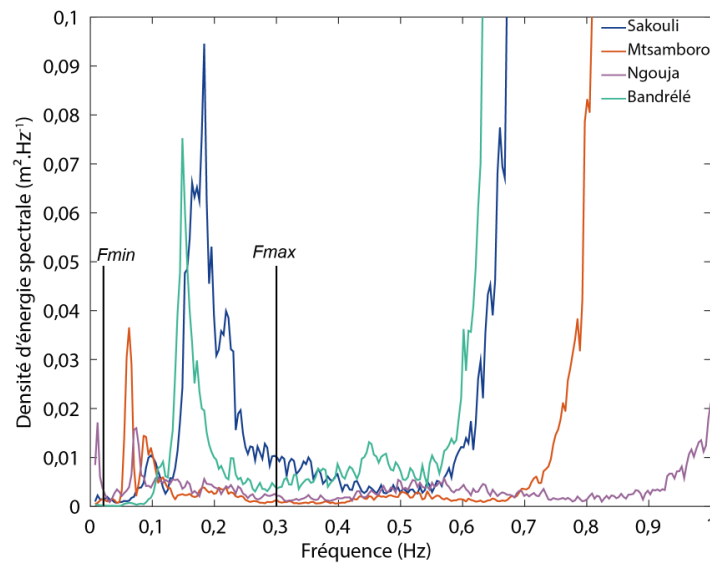


Figure II-10 : Graphique des spectres d'énergie utilisés pour la détermination des fréquences de coupure F_{min} et F_{max} .

De plus, les principaux types de vagues retrouvés en contexte d'arrière récif tropical sont les mers de vent, les houles, et les ondes infragravitaires (Tableau II-3) (Brander *et al.*, 2004; Kench and Brander, 2006a). D'après une étude précédente, les vagues dominantes dans le lagon de Mayotte sont les vagues de mer de vent et les houles (Jeanson *et al.*, 2013). Ainsi la fréquence de coupure maximale choisie dans le cadre de cette étude est $F_{max} = 0,300$ Hz. Le choix de la fréquence basse n'est pas aussi critique que la fréquence haute. Ainsi F_{min} a été fixée à 0,005 Hz pour tous les capteurs (Péquignet *et al.*, 2011; Gawehn *et al.*, 2016; G. Faivre *et al.*, 2020).

Tableau II-3 : Fréquences et périodes des principaux types de vagues (source : Brander et al., (2004))

	Mer de vent	Houle	Vague infragravitaire	Vague très basse fréquence
Fréquence (Hz)	0,300 – 0,125	0,125 – 0,050	0,050 – 0,005	0,005 – 0,001
Période (s)	3 – 8	8 – 20	20 – 200	200 — 1 000

II.2.2.3 Homogénéité des données hydrodynamiques

Au cours des différentes campagnes de terrain, plusieurs instruments ont été déployés dans un axe transversal et longitudinal. Afin d'assurer la qualité et l'inter compatibilité des données, les différents appareils ont été comparés entre eux. Ce test a été effectué sur le platier de Sakouli lors de 4 marées en octobre 2022. Lors de ce déploiement, les conditions d'agitation étaient représentatives des conditions d'agitation de Mayotte en saison humide (vent faible de secteur nord – nord-est) (Figure II-11a). Les corrélations entre les différents paramètres sont bonnes, malgré une légère surestimation des hauteurs d'eau et H_s par l'ADCP (courbe verte), particulièrement visible lors de la seconde marée de l'expérience (Figure II-11b et c). Les capteurs de pression (RBR et NKE) montrent une corrélation plus forte que lorsqu'ils sont comparés à l'ADCP (respectivement 0,99 et 0,95) (Figure II-11e, f et g). Ces différences résultent probablement de la méthode de traitement utilisé, puisque l'extraction des données brutes de l'ADCP n'était pas possible. Malgré ces différences les corrélations restent fortes ce qui nous permet de comparer les instruments et les méthodes de traitements de façon fiable.

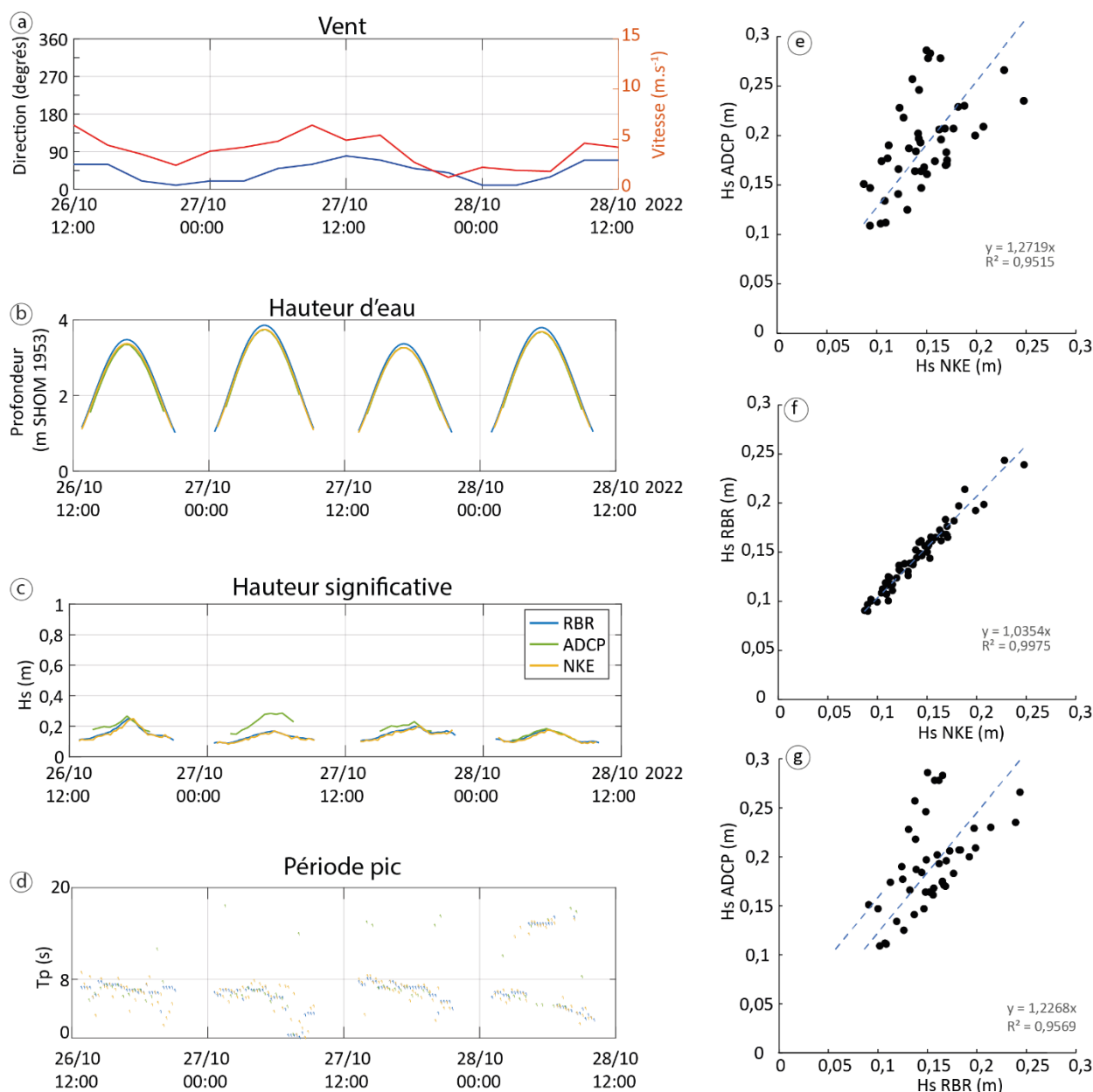


Figure II-11 : Co-déploiement de l'ADCP, d'un RBR et d'un NKE sur un même plan, et présente (a) les données météorologiques issues de la station météo France, (b) les hauteurs d'eau de chaque capteur, (c) les hauteurs significatives, (d) les périodes pics (e) la Corrélation de la hauteur significative de la houle entre l'ADCP et le NKE, (f) le NKE et le RBR et (g) entre le RBR et l'ADCP. Sur les graphiques (b), (c) et (d), les points bleus représentent les données du RBR, les points verts, celles de l'ADCP et les données du NKE sont représentées en jaune.

Le Tableau II-4 résume les conditions d'acquisitions des données et les dates des campagnes effectuées pour chaque site ainsi que la méthode de déploiement utilisée. En raison des contraintes de chaque site, le protocole d'instrumentalisation a été adapté :

- (i) Sakouli et Ngouja, deux plages de poche bordées de récifs frangeant et dans un contexte peu urbanisé, ont été instrumentées de la même façon ;

- (ii) la plage de Mtsamboro a été traitée de façon différente. Elle est située dans une zone fortement anthropisée et subit régulièrement des dégradations et vols de matériel. Pour cette raison, une instrumentation allégée a été déployée ;
- (iii) le site de Bandrélé est une mangrove de fond de baie avec un accès assez difficile. L'hydrodynamisme de cette zone étant complexe et très différent de celle des autres sites d'étude, aucune instrumentation n'a été déployée sur ce site dans le cadre de cette thèse. Toutefois, un projet plus ancien (septembre 2019) a permis la récupération des paramètres de vague sur le site de Bandrélé.

Tableau II-4 : Récapitulatif des dates de campagnes hydrodynamiques et du type d'instrument utilisé pour chaque site, ADCP : courantomètre ; CP : Capteur de Pression

Période	Fin Saison Sèche 2019	Fin Saison humide 2020	Fin Saison sèche 2020	Fin saison humide 2021	Saison sèche 2021	Fin Saison sèche 2021	Saison humide 2022	Saison sèche 2022
Instrumentation	1 CP frangeant + 1CP bord	4 CPs sur radiale	4 CPs sur radiale	4 CPs sur radiale	1 ADCP, 5 CPs sur radiale, 4 CPs latéraux	4 CPs sur radiale	1 ADCP, 5 CPs sur radiale, 4 CPs latéraux	1 ADCP, 5 CPs sur radiale, 4 CPs latéraux
Mtsamboro		11/03/2020 26/03/2020 (29 marées)	18/09/2020 02/10/2020 (25 marées)	01/03/2021 15/03/2021 (27 marées)		09/09/2021 27/09/2021 (27 marées)		
Sakouli					17/05/2021 02/06/2021 (30 marées)		21/01/2022 10/02/2022 (38 marées)	
Bandrélé	29/10/2019 01/11/2019 (4 marées)							
Ngouja							14/02/2022 28/02/2022 (26 marées)	10/06/2022 29/06/2022 (35 marées)

II.2.3 Analyse sédimentologique

Les littoraux meubles sont des zones en constante évolution sous l'action des agents dynamiques. Leur morphologie dépend principalement de l'hydrodynamisme et des apports sédimentaires. De nombreuses études démontrent un lien fort entre la granulométrie (D_{50} , asymétrie [*Skweness*], tri [*Sorting*]) et la morphologie des plages (Krumbein, 1938; Bascom, 1951; Medina *et al.*, 1994; Warrick *et al.*, 2009).

Les prélèvements sédimentaires réalisés sur les sites d'études ont eu différents objectifs : (i) En premier lieu, ils ont servi à caractériser la sédimentologie des plages afin de la relier à la morphologie et à l'hydrodynamisme. (ii) Ensuite, un modèle de transport sédimentaire sur la plage de Sakouli a été réalisé pour évaluer les principales voies de transport sédimentaire sur les plages de poche de Mayotte.

(iii) Enfin, des pièges à sédiments ont été disposés sur les platiers des récifs frangeants lors des campagnes hydrodynamiques afin de relier les conditions d'agitation au transport sédimentaire.

Les protocoles méthodologiques utilisés ont été tirés du *rapport d'analyses granulométriques, principes et méthodes* (Fournier *et al.*, 2012).

II.2.3.1 Méthodes de prélèvement

Les caractéristiques granulométriques et la composition sédimentaires sont des indicateurs de l'hydrodynamisme local. En fonction des informations souhaitées, les méthodes de prélèvements ont été adaptées.

II.2.3.1.1 Caractérisation des sites d'études

Afin de caractériser et d'analyser les paramètres granulométriques des plages d'étude, différents échantillons ont été collectés le long de chaque profil topographique. L'étude de la morphologie de la plage a permis de déterminer le nombre et l'emplacement de chaque prélèvement. En moyenne, quatre échantillons de sédiment (≈ 150 g) de surface ont été récoltés sur chaque profil. Ces prélèvements correspondent à des zones de changement morphologiques : en haut de plage, en milieu de plage, en bas de plage avant la rupture de pente et enfin sur le platier après la rupture de pente. L'objectif étant de caractériser les sites d'étude, les prélèvements ont été réalisés uniquement sur les 3 premiers centimètres d'épaisseur du substrat. Les coordonnées géographiques de chaque point de prélèvement ont été mesurées à l'aide d'un GNSS RTK (incertitude ± 5 cm).

II.2.3.1.2 Modèle de transport sédimentaire

Dans le but de réaliser un modèle de transport sédimentaire en fonction de la granulométrie et ainsi lier la granulométrie à l'hydrodynamisme, un modèle de transport sédimentaire a été réalisé. Afin de prendre en compte l'effort d'échantillonnage et de traitement des données, par rapport à l'information obtenue, ce modèle a été réalisé uniquement sur la plage de Sakouli. Ainsi, en suivant la méthodologie de Poizot *et al.*, (2006), 36 échantillons ont été collectés le 17 mai 2021 sur cette plage. Ces échantillons ont été récoltés le long de 6 profils espacés de 100 m avec un prélèvement tous les 30 m (Figure II-12).



Figure II-12 : Carte de localisation des prélèvements sédimentaires sur la plage de Sakouli, D.A.R. = Dépression d'Arrière-Récif, fond de carte IGN orthophotographie 2020

II.2.3.1.3 Matière en suspension

Les platiers récifaux sont des zones de production et de stockage des sédiments. Afin de quantifier la sédimentation sur le récif et le taux de matière en suspension, des pièges à sédiments ont été mis en place lors de chaque campagne hydrodynamique. Ensuite, l'accumulation brute et l'accumulation nette ont été mesurées (Holst Rice *et al.*, 2016). (i) L'accumulation brute de sédiments est l'ensemble des sédiments qui s'accumulent sur une surface sans remise en suspension. Cette accumulation permet de quantifier le taux de matière en suspension puisque cette méthode ne permet pas la remise en suspension des sédiments (Holst Rice *et al.*, 2016). L'accumulation brute est mesurée à l'aide de tubes en PVC, qui capturent les sédiments et empêchent leur remise en suspension (White, 1990). Ces tubes sont des pièges *Simple Tub Traps (STTs)* (Nimrod *et al.*, 2013) (Figure II-13). (ii) L'accumulation nette de sédiments est, quant à elle, la quantité de sédiments qui s'accumule sur une surface, moins ce qui est remis en suspension et retiré de la surface par les courants induits par les vagues et le vent. L'accumulation nette est mesurée en utilisant une surface plane et rugueuse en béton, qui est exposée aux vagues et aux courants, permettant aux sédiments de se déposer, puis d'être remis en

suspension et enlevée (Storlazzi *et al.*, 2011; Field *et al.*, 2013). Ce sont les pièges *sedpods* (Figure II-13). Ils ont été construits en suivant la méthode décrite par Field *et al.*, (2013)

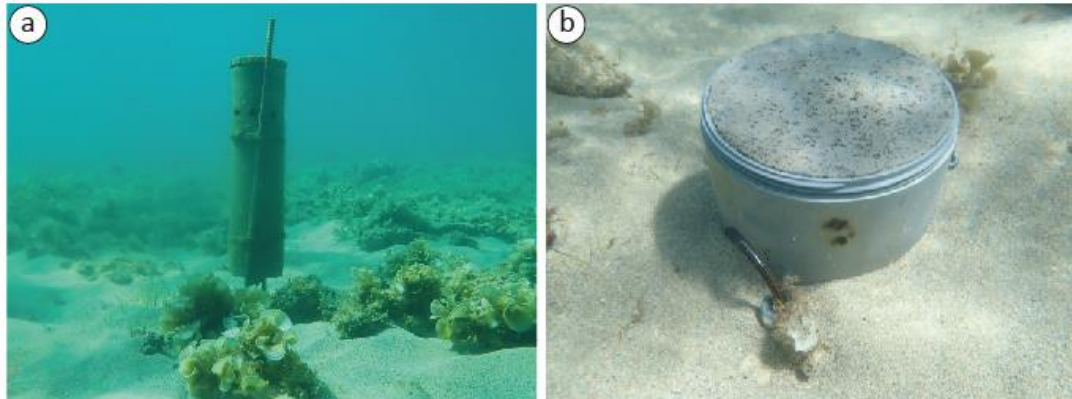


Figure II-13 : photographies des pièges à sédiments en place (a) SST ; (b) Sedpod ; (clichés Mercky, 2021)

Les pièges à sédiments ont été déployés lors des campagnes hydrodynamiques, le long d'un profil central perpendiculaire à la plage. Trois SSTs ont été déployés du front récifal et jusqu'à mi platier (Figure II-12), afin d'estimer la charge en matière en suspension au niveau de la zone riche en coraux. À Sakouli et Ngouja, cinq *sedpods* ont également été déployés du front du récif jusqu'en bas de plage pour obtenir une information relative sur les quantités de dépôts en fonction de la localisation (Figure II-12).

II.2.3.2 Méthodes d'analyse

II.2.3.2.1 Granulométrie

La granulométrie est une méthode qui permet de déterminer la taille des grains, ainsi que la distribution statistique des classes de taille de sédiment composant un échantillon. Il existe différentes méthodes de tris des sédiments (Fournier *et al.*, 2012) :

- Tamisage sec (taille supérieure à 100 μm),
- Tamisage humide (taille supérieure à 30 μm),
- Sédimentométrie (taille de 1 à 100 μm),
- Centrifugation (taille de 0,1 à 20 μm),
- Diffraction laser (taille en fonction du granulomètre)
- Microscopie optique (taille supérieure à 50 μm à 2 mm).

Dans le cas de cette étude, des tamisages secs et tamisages humides ont été réalisés en fonction de la taille des sédiments. Ces méthodes consistent à mesurer le poids de sédiments retenus par les mailles de tamis prédéfinis et calibrés.

Dans un premier temps, les échantillons ont été dessalés pour éliminer le poids du sel en suivant la méthodologie d'Ongley, (1996). Une fois dessalés, les échantillons ont été tamisés. Le principe

général du tamisage est le tri d'un échantillon de masse connue dans une colonne de tamis de mailles décroissantes (ici : 2 000 μm , 1 000 μm , 500 μm , 250 μm , 125 μm , 63 μm et 40 μm). Le refus de chaque tamis est pesé avec une précision au centième de gramme. En fonction de la teneur en silt et argile des échantillons, un tamisage sec (à l'aide d'une tamiseuse automatique) ou humide (tamisage manuel sous un filet d'eau) a été réalisé.

Une fois les tamisages (secs et humides) effectués, des analyses statistiques ont été conduites. Ces analyses permettent de connaître les paramètres granulométriques usuels en sédimentologie, à savoir : la taille moyenne des sédiments (D_{50} , *Mean*), l'indice de tri (*Sorting*) et l'indice d'asymétrie de la distribution (*Skewness*). L'ensemble de ses paramètres ont été calculés à partir des distributions en classes de taille de sédiment à travers la macro *Excel Gradistat 8.0* développé par S.Blott¹¹ (Blott and Pye, 2001). Il existe différentes méthodes permettant d'obtenir ses valeurs, soit de façon graphique, soit statistique. Les paramètres granulométriques pour cette étude ont été calculés en utilisant la méthode de Folk and Ward en μm (Blott and Pye, 2001). Le Tableau II-5 regroupe les méthodes de calcul et les indices utilisés.

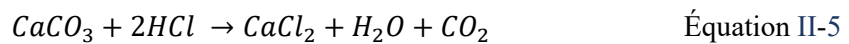
Tableau II-5 : méthode de calcul et indice de tri des sédiments selon Folk and Ward 1957

	Moyenne (<i>Mean</i>)		Déviation standard (<i>Sorting</i>)	
Méthode de calcul	$\mu = \exp \frac{\ln P_{16} + \ln P_{50} + \ln P_{84}}{3}$		$\sigma = \exp \left(\frac{\ln P_{16} - \ln P_{84}}{4} + \frac{\ln P_5 - \ln P_{95}}{6,6} \right)$	
Indice			<u>Tri (σ)</u> Très bien trié Bien trié Moyennement bien trié Moyennement trié Mal trié Très mal trié Extrêmement mal trié	<1,27 1,27 – 1,41 1,41 – 1,62 1,62 – 2,00 2,00 – 4,00 4,00 – 16,00 >16,00
	Asymétrie (<i>Skewness</i>)		Coefficient d'acuité (<i>Kurtosis</i>)	
Méthode de calcul	$Sk = \frac{\ln P_{16} + \ln P_{84} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{84} - \ln P_{16})} + \frac{\ln P_5 + \ln P_{95} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{95} - \ln P_5)}$		$K = \frac{\ln P_5 - \ln P_{95}}{2,44(\ln P_{25} - \ln P_{75})}$	
Indice	<u>Asymétrie (sk)</u> Très faiblement asymétrique Faiblement asymétrique Symétrique Fortement asymétrique Très fortement asymétrique	-0,3 – -1,0 -0,1 – -0,3 -0,1 – 0,1 0,1 – 0,3 0,3 – 1,0	<u>Coefficient d'acuité (K)</u> Très platikurtique Platikurtique Mesokurtique Leptokurtique Très leptokurtique Extrêmement leptokurtique	<0,67 0,67 – 0,90 0,90 – 1,11 1,11 – 1,50 1,50 – 3,00 >3,00

¹¹ University of Reading, UK et Royal Holloway University of London, UK

II.2.3.2.2 Teneur en carbonate

Dans les régions où les roches terrestres ne sont pas calcaires, pour connaître la proportion d'apport biodétritique et terrigène, il est possible d'analyser la teneur en carbonate de calcium (CaCO_3) des échantillons (Fournier *et al.*, 2012). Cette proportion de CaCO_3 peut être définie par décarbonatation acide au calcimètre Bernard. La calcimétrie consiste à déterminer le volume de dioxyde de carbone (CO_2) dégagé par l'action de l'acide chlorhydrique (HCl) et le CaCO_3 . Lorsque l' HCl est versé en excès sur le sédiment (environ 0,5 g) contenant du CaCO_3 une effervescence se produit et crée du CO_2 selon la réaction :



La différence de volume de gaz avant et après la réaction peut ainsi être mesurée, ce qui permet d'obtenir le volume de CO_2 généré par la réaction. La méthodologie employée pour la réalisation des études calcimétriques est celle décrite dans le *rapport d'analyse granulométrique : principes et méthodes* (Fournier *et al.*, 2012). Afin de limiter les incertitudes de mesure, la définition de la teneur en CaCO_3 de chaque échantillon correspond à la valeur moyenne de trois répliques.

II.2.3.2.3 Schéma global de circulation des sédiments — Modèle de Gao et Collins

Pour établir les trajectoires nettes des sédiments ainsi que les zones d'érosion, d'accrétion et d'équilibre dynamique des sédiments sur la plage de Sakouli, le modèle de Gao et Collins a été utilisé. Ce modèle semi-statistique se base sur les variations dans l'espace des paramètres granulométriques (D50, tri, asymétrie) des sédiments de surface (Dubois, 2012). Plusieurs études ont montré l'efficacité de ce modèle en milieu corallien (Harris *et al.*, 2011; Cordier *et al.*, 2012). Ce modèle est basé sur l'hypothèse fondamentale selon laquelle les variations de la distribution granulométrique des sédiments peuvent être expliquées par le transport sédimentaire. Ainsi, il est possible de distinguer deux schémas principaux qui caractérisent le transport sédimentaire entre deux points. En direction de l'aval, les sédiments peuvent devenir soit plus grossiers, mieux triés et plus positivement asymétriques (cas CB+), soit plus fins, mieux triés et plus négativement asymétriques (cas FB-) (Le Roux and Rojas, 2007). Ce modèle est particulièrement valable dans les environnements sableux et ne peut s'appliquer aux sédiments très grossiers (gravier, galet).

L'application du modèle de Gao et Collins a été effectuée à l'aide du plug-in *Qgis (2.18.0)* : *GiSedTrend* développé par Poizot (Poizot, 2013). Le modèle permet d'obtenir des vecteurs de directions potentielles de transport sédimentaires entre 2 points. Avant de pouvoir exploiter le jeu de données, plusieurs étapes préliminaires sont nécessaires pour le mettre en forme.

1. Création d'une grille régulière

Étant donné la difficulté d'échantillonner régulièrement en milieu naturel, il est nécessaire de procéder à une interpolation des échantillons. En effet, les variations de distance entre les échantillons prélevés peuvent entraîner des répercussions sur les prévisions du modèle, notamment des effets de bord (Rios *et al.*, 2003; Friend *et al.*, 2006; Poizot *et al.*, 2006; Plomaritis *et al.*, 2008). Pour pallier ce problème et maintenir une densité de points constante, les échantillons ont été interpolés sur une grille régulière avec une résolution de 30 mètres, en utilisant une méthode de *krigeage* ordinaire (*Arcgis 10.8.1*). Un total de 127 points a été choisi pour former cette grille et pour l'interpolation des paramètres granulométriques (Figure II-14).

2. Détermination de la distance caractéristique

Les paramètres granulométriques de chaque point de la grille sont ensuite comparés à ceux des stations voisines. Les stations voisines sont identifiées par une distance caractéristique (*Characteristic distance* – Dcr) qui est généralement prise comme l'intervalle maximal d'échantillonnage (Gao and Collins, 1992). Cette distance peut être obtenue à l'aide de la variable statistique du semi-variogramme, permettant d'évaluer la distance à laquelle il n'y a plus de corrélation spatiale entre les points d'échantillonnage (Poizot *et al.*, 2006). Dans le cas de cette étude, la distance caractéristique a été fixée à 170 m correspondant à l'intervalle maximum d'échantillonnage (Figure II-14).

3. Calcul des tendances vectorielles en utilisant GiSedTrend

Une fois la distance caractéristique définie, les tendances vectorielles ont été calculées en comparant les stations adjacentes à l'aide du plug-in *GiSedTrend*. À partir d'un point central de la grille, un vecteur unitaire est tracé dans la direction de chaque voisin (les points distants de Dcr ou moins) si le cas CB+, le cas FB- et le cas combiné CB+/FB- de la tendance du transport sont rencontrés.

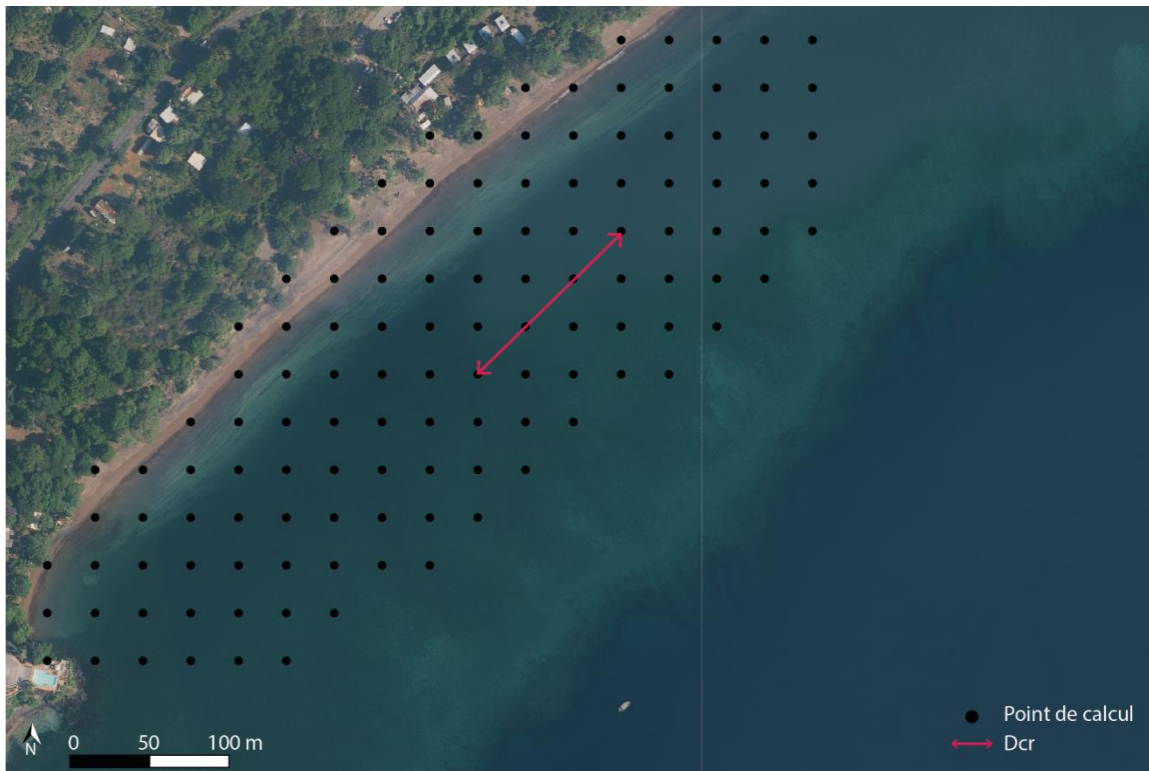


Figure II-14 : carte de la grille utilisée pour le calcul des tendances vectorielles GiSedTrend

Les vecteurs de tendance calculés montrent des magnitudes relatives. Ces variations résultent de la somme des vecteurs unitaires en un point donné. Lorsque des tendances unitaires sont globalement présentes dans la même direction à partir d'un point de la grille, le vecteur résultant a une magnitude plus élevée. À l'inverse, lorsque des tendances unitaires sont présentes dans de nombreuses directions différentes autour du point de la grille étudiée, le vecteur résultant a une magnitude plus faible. Ainsi, la magnitude du vecteur reflète le degré de confiance accordé au vecteur de tendance calculé : plus la magnitude est élevée, plus la fiabilité de la tendance calculée est grande.

II.2.4 Mobilité du trait de côte

II.2.4.1 Suivi du trait de côte par photographies aériennes

Afin d'éclairer l'impact de la subsidence sur la position du trait de côte, en termes d'accélération de l'érosion ou de la sédimentation, il est nécessaire de créer une chronique d'image aérienne la plus longue possible. Pour ce faire, nous avons pu mobiliser une série de cinq photographies aériennes IGN (1969, 1989, 2008, 2016 et 2020). Les photographies anciennes (1969 et 1989) ont été téléchargées sur le site de l'IGN (<https://remonterletemps.ign.fr/>), puis géoréférencées en RGM04 (le système de référence altimétrique local) sur *ArcGIS 10.8.1* dans le cadre d'une étude précédente (Courteille *et al.*, 2022). La méthode utilisée pour le géoréférencement est similaire à celle présentée dans Duvat and Pillet, (2017). Les photographies plus récentes (de 2008 à 2020) sont, quant à elles, des

orthophotographies aériennes fournies par l'IGN. En raison de l'origine et de la qualité différente des orthorectifications, une attention particulière a été portée à qualifier l'incertitude.

À partir de ces photographies aériennes, le trait de côte a été digitalisé manuellement à une échelle de 1 : 1 000 sur *QGIS 3.16.7*. Le trait de côte peut être défini de nombreuses façons différentes. Les deux indicateurs les plus utilisés en contexte récifal sont la limite de la végétation (Kench and Brander, 2006b; Ford *et al.*, 2013; Yates *et al.*, 2013) et le pied de plage (Fletcher *et al.*, 1997; Biribo and Woodroffe, 2013; Beetham and Kench, 2014). La limite de la végétation ne reflète pas forcément la limite du trait de côte car la largeur de la plage et le volume sédimentaire peuvent varier sans que cela n'affecte la position de la végétation (Ford, 2012). De plus, la signature de la végétation varie en fonction de la saison sèche ou saison humide. En contexte de littoral arboré, les dépôts de la canopée sur la plage entraînent une incertitude sur la position de la limite de végétation (Mahabot, 2016). Toutefois, sur les images à faible contraste, la limite entre le pied de plage et le platier peut être difficile à discerner (Ford, 2012). En outre, le pied de plage doit être mesuré dans des conditions de marée similaire. Ainsi, la limite de la végétation est souvent la plus facilement remarquable sur tous les clichés et sa significativité a rarement été discutée. Dans le cadre de cette étude, la limite de la végétation rase a été retenue. Cependant, afin de limiter les erreurs d'interprétations, les zones ayant une végétation haute avec une large canopée (baobab, badamier...) n'ont pas été digitalisées.

Plusieurs facteurs influencent la précision de la digitalisation. Ces erreurs sont divisées en deux catégories : (i) l'erreur liée à qualité géométrique de l'image aérienne et (ii) l'erreur liée au tracé. Ainsi, les erreurs à prendre en comptes sont l'incertitude de géoréférencement (U_{geo}), qui est donnée par l'erreur d'avancement des points de contrôle au sol sur *ArcGIS* ; l'incertitude due à la résolution spatiale de la photographie (U_{res}) et enfin l'incertitude liées aux inexactitudes de digitalisation (U_{tra}). L'incertitude de digitalisation a été calculée en mesurant de façon aléatoire 3 zones d'au moins 50 m, sur chaque image à 3 moments différents. Afin d'obtenir l'incertitude de la position de chaque trait de côte (U_{tot}), ces erreurs peuvent être regroupées selon l'équation suivante (Hapke *et al.*, 2011) :

$$U_{tot} = \sqrt{U_{geo}^2 + U_{res}^2 + U_{tra}^2} \quad \text{Équation II-6}$$

L'incertitude pour l'indicateur NSM (U_r) a été calculée à partir de l'Équation II-7 en prenant en compte l'incertitude correspondant à l'année U_{tot} la plus ancienne et à l'année U_{tot} la plus récente.

$$U_r = \sqrt{U_{tot.année1}^2 + U_{tot.année2}^2} \quad \text{Équation II-7}$$

En ce qui concerne les incertitudes associées à l'indicateur LRR, l'erreur standard de la pente a été calculée avec un intervalle de confiance à 90 % (LCI90) (Bheeroo *et al.*, 2016; Himmelstoss *et al.*, 2018).

Tableau II-6 : Source d'erreur et incertitude totale de la digitalisation du trait de côte pour 1969, 1989, 2008, 2016 et 2020

Site	Année	Nature	Résolution spatiale (Ures) (m)	Erreur de géo-référencement (Ugeo) (m)	Erreur totale de digitalisation (Utra) (m)	Erreur totale (Utot) (m)	Erreur du taux de changement entre 1969-2020 (Ur) (m)
Mtsamboro	1969	NB	0,50	1,50	2,08	2,61	3,1
	1989	NB	0,50	1,86	1,72	2,58	
	2008	Couleur	0,50	0	1,43	1,51	
	2016	Couleur	0,50	0	1,18	1,28	
	2020	Couleur	0,20	0	1,65	1,66	
Sakouli	1969	NB	0,50	2,23	1,18	2,57	3,7
	1989	NB	0,50	0	0,91	1,04	
	2008	Couleur	0,50	0	2,09	2,15	
	2016	Couleur	0,50	0	1,67	1,74	
	2020	Couleur	0,20	0	2,67	2,68	
Bandrélé	1969	NB	0,50	2,23	1,09	2,53	2,7
	1989	NB	0,50	0	1,07	1,18	
	2008	Couleur	0,50	0	1,24	1,34	
	2016	Couleur	0,50	0	1,06	1,17	
	2020	Couleur	0,20	0	0,86	0,88	
Ngouja	1969	NB	0,50	3,53	2,08	4,13	4,7
	1989	NB	0,50	2,55	1,39	2,95	
	2008	Couleur	0,50	0	1,49	1,57	
	2016	Couleur	0,50	0	2,97	3,01	
	2020	Couleur	0,20	0	2,21	2,22	

II.2.4.2 Relevé *in situ* d'un indicateur paysager

Sur certaines plages, comme à Sakouli, le haut de plage est marqué par la présence d'un décrochement entre la partie herbacée et le sable. Ce décrochement caractéristique, de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres, est un signe d'érosion et est appelé microfalaise d'érosion (Jones *et al.*, 2009). Il est assez classique de le relever, comme le trait de côte, sa position dans le temps est un indicateur de la dynamique littorale. Ainsi, sur la plage de Sakouli, la microfalaise d'érosion a fait l'objet de levés à l'échelle de la plage à l'aide d'une station totale (Nixon XF) en 2019 et 2021. Des points ont été réalisés à chaque discontinuité sur le haut de la microfalaise. Sur le terrain les levés sont de type ponctuel, sous Qgis une interpolation linéaire par digitalisation a été réalisée. Ces données peuvent être assimilées aux données de trait de côte produites par photo-interprétation et ont donc bénéficiées du même protocole d'analyse de et de traitement (calcul des indicateurs *NSM* et *LRR*).

II.2.4.3 Méthode d'évaluation de la mobilité du trait de côte

L'évolution de la position du trait de côte de chaque site a ensuite été évaluée à l'aide d'un module ArcGIS : *Digital Shoreline Analysis System* version 5 (DSAS v5) (Oyedotun, 2014). Cet outil a été développé par l'USGS (*United State Geological Survey*) et permet de réaliser des calculs statistiques des taux d'évolution à partir de différentes positions numérisées du trait de côte. Les calculs reposent sur une analyse par transects perpendiculaires au trait de côte et équidistants générés à partir d'une ligne

de base définie par l'opérateur. Dans le cas de cette étude des transects ont été créés tous les 10 m, et une ligne de base située à environ 20 m. Deux indicateurs de la quantification de l'évolution du trait de côte ont été retenus : le mouvement net du trait de côte (*Net Shoreline Movement* - NSM) et une régression linéaire (*Linear Regression Rate* - LRR). Le NSM est la distance entre le trait de côte le plus ancien et le plus récent. Le LRR est une valeur statistique du taux de changement par régression linéaire déterminé en ajustant une ligne de régression des moindres carrés à tous les points du littoral pour un transect donné (Oyedotun, 2014). Il a été choisi d'utiliser l'indice LRR, puisqu'il permet d'obtenir une estimation de l'évolution du trait de côte. Cette méthode présente l'avantage de pouvoir donner une tendance considérant l'ensemble des traits de côte numérisés, elle peut prendre en compte des variations intervenant à très court terme comme des variations à long terme (Dolan *et al.*, 1991; Crowell *et al.*, 1997; Nassar *et al.*, 2018).

Pour chaque site, le NSM et le LRR ont été calculés entre 1969 et 2020 afin de caractériser l'évolution globale du trait de côte sur les 51 dernières années. Ensuite, les mêmes paramètres ont été calculés entre 1969 et 2016 ; puis 2016-2020 afin d'observer d'éventuels changements dans la vitesse des processus ou de la tendance évolutive sur les quatre dernières années.

II.2.5 Dynamique des unités biogéomorphologiques récifales par télédétection satellitaire

La cartographie des unités récifales ou des habitats coralliens a fait l'objet de nombreuses publications (Collin *et al.*, 2016; Fauzan *et al.*, 2017; Hedley *et al.*, 2018). Dans le contexte de Mayotte, on peut citer les travaux récents d'Aubry and Tempere, (2022) qui montrent que la gratuité et la fréquence d'acquisition des images Sentinel-2 en font des outils adaptés pour le suivi régulier de certains habitats côtier mahorais sur des vastes étendues spatiales (Aubry and Tempere, 2022). Notons que cette étude a été menée dans le même objectif que les travaux de cette thèse, c'est-à-dire mesurer les impacts de la crise sismique 2018-2020. En effet, en raison de l'hydrodynamisme du site (macrotidal, forte turbidité littorale potentielle) la répétitivité des acquisitions seule permet de sélectionner des images prises dans des conditions similaires (hauteur d'eau, phase de la marée). S'agissant d'une approche exploratoire, dans le cadre de nos travaux, nous mobilisons les images prétraitées (corrections géométriques et radiométriques) dans le cadre de l'étude d'Aubry and Tempere, (2022). Les bandes Red Edge et NIR de Sentinel-2 corrigée permettent des cartographies avec des performances spatiales comparables aux images Pléiades dans le NIR pour les habitats de mangrove, plage, platier et du lagon de Mayotte (Aubry and Tempere, 2022). Les limites de notre étude, identifiées dès le début, sont les caractéristiques de la chronique satellitaire disponible au vu de l'échelle des sites étudiés (plage de poche), à savoir la taille des pixels ou résolution spatiale au sol et la résolution temporelle. La chronique d'images satellitaires est présentée dans le Tableau II-7.

Tableau II-7 : Caractéristiques des images Sentinel-2 utilisées.

Caractéristiques	Sentinel-2	
	N°bande (résolution spectrale : Centre et largeur nm ; résolution spatiale m)	
Gamme spectrale et spatiale	Aérosol	B1(443/20/60)
	Bleu	B2(490/65/10)
	Vert	B3(560/35/10)
	Rouge	B4 (665/30/10)
	Red Edge	B5 (705/15/20) ; B6 (740/15/20) ; B7 (775/20/20) ; B8A (865/20/20)
	NIR	B8 (842/115/10) ; B9 (940/20/60)
	SWIR	B10 (1375/20/60) ; B11 (1610/90/20/20) ; B12 (2190/180/20)
	PAN	N/A
Dates des acquisitions (hauteur d'eau en m au moment de l'acquisition)		27/05/2017 (0,5)
		21/02/2019 (0,5)
		27/03/2021 (0,7)
		15/06/2021 (1,8) (Mtsamboro et Bandrélé)

Les images ont été sélectionnées dans la mesure du possible dans des conditions de marée similaires en privilégiant des hauteurs de la colonne d'eau relativement proche. Cependant, nous noterons que l'image du 27/03/2021 a été acquise avec une hauteur d'eau de 0,7 m sur les sites de Sakouli et Ngouja. Sur les sites de Mtsamboro et de Bandrélé, la couverture nuageuse et la turbidité ne permettaient pas de produire une classification des états de surface des petits fonds. L'image du 15/06/2021, sans nuages sur les sites et sans turbidité, a donc été utilisée bien qu'elle présente des conditions de marée différentes.

Comme dans les travaux d'Aubry and Tempere, (2022) nous avons opté pour une classification supervisée des images satellites adaptée pour les images à haute résolution spatiale. Cette classification s'appuie sur différents jeux de données d'entraînements dont les dates d'acquisitions sur le terrain à l'aide d'un récepteur GNSS classique (Trimble R8s) associé à un appareil photographique (Olympus TG6) sont à retrouver dans le Tableau II-8.


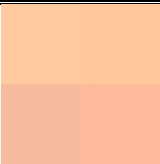

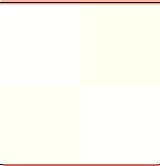
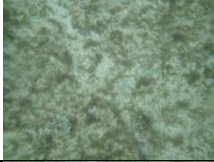
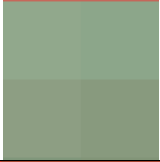

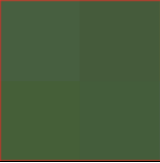

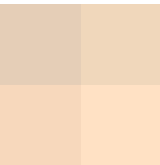

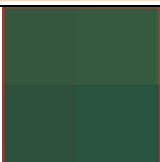
Tableau II-8 : Récapitulatif des couches d'entraînements utilisées pour les classifications d'images satellitaire

Site	Jeux d'entraînement mobilisé (Aubry and Tempere, 2022)	Jeux d'entraînement produit	Données d'entraînements complémentaires Orthophotographies drone RVB (résolution spatiale 0,01 m)	Classifications et vérifications produites
Mtsamboro	21/02/2019	/	01/04/2021	21/02/2019
	/	15/06/2021		15/06/2021
Sakouli	/	27/05/2017	30/03/2021	27/05/2017
	/	03/10/2020		03/10/2020
Bandrélé	27/05/2017	/	30/03/2021	27/05/2017
	15/06/2021	/		15/06/2021
Ngouja	27/05/2017	/	29/03/2021	27/05/2017
	27/03/2021	/		27/03/2021

Les classifications ont été réalisées à l'aide du *plug-in* « orfeo toolbox » sur Qgis (Grizonnet et al., 2017). Sur la base d'une revue de littérature, nous avons choisi de réaliser cette classification à l'aide de l'algorithme « Random Forest » (Chan and Paelinckx, 2008; Ghimire et al., 2010; Knudby et al.,

2013; Wicaksono and Lazuardi, 2019). Si dans l'étude d'Aubry and Tempere, (2022), l'objectif est la cartographie des habitats des littoraux mahorais, ici nous orientons notre description sur 5 classes biogéomorphologiques permettant de décrire les caractéristiques des petits fonds bordiers des plages étudiées, tout en reprenant les terminologies employées par Aubry and Tempere, en 2022 (Tableau II-9). L'affectation dans l'une ou l'autre de ces classes est validée par le jeu de données photographiques géolocalisées acquies sur le terrain en condition de marée basse permettant de s'affranchir de la colonne d'eau. Les photographies ont été classées et donc les points de collectes qu'ils décrivent selon le protocole proposé par Andréfouët, (2014), sur la base des attributs : couverture, substrat, taux de recouvrement des habitats, taux de couverture corallienne.

Tableau II-9 : Caractéristiques des 5 classes de macro-habitats investigués, photographies numériques *in situ* et extraits d'images satellites

Classes	Caractéristiques <i>in situ</i>	Photographies numériques <i>In situ</i>	Réponses spectrales Sentinel-2 sur compositions colorées
Plage	Assemblage de sable détritique et biodétritique		
Herbier	Sable biodétritique et détritique Herbier : <i>Halodule</i> et <i>Halophila</i> Algue : <i>Padina spp</i> (<10 %)		
Algueraie	Sable biodétritique et détritique Macroalgues (> 50 %) Algue calcaire : <i>Padina spp</i> (10 %) Herbiers		
Platier corallien	A. Platier corallien arasé Sable biodétritique dominant Gros débris corallien (80-90 %)		
	B. Sable biodétritique dominant Gros débris coralliens (80-90%) Algue calcaire : <i>Padina spp</i> (<10 %) Corail vivant : <i>Porites</i> et <i>Acropora</i> (<10 %)		
Front récifal	Couverture sédimentaire résiduelle <i>Acropora</i> dominant (>90 %) <i>Porites</i> Très dense		

Les sources d'incertitudes sont nombreuses lors d'une classification spatiale, et ceux indépendamment de l'objet d'étude. La plus grande incertitude ne pouvant être quantifiée est l'erreur opérateur, aussi bien lors de la photo-interprétation que lors de la définition des habitats (Congalton, 1991; Green and Bruckner, 2000; Olofsson *et al.*, 2013). La validité de la classification dépend

également de la significativité des pixels classés. Pour ce faire, des matrices d'erreur ont été réalisées. Ces matrices ont été réalisées en comparant des pixels de validation, acquis à partir des vérités terrain à ceux de la classification. Si l'indice Kappa est couramment utilisé dans la littérature pour vérifier la qualité d'une classification (Foody, 2006), son utilisation n'est pas adéquate dans une analyse diachronique, puisque sa valeur dépend du nombre de pixels, ce qui rend difficile la comparaison entre différentes matrices d'erreur (Congalton, 1991; Green and Bruckner, 2000; Olofsson *et al.*, 2013). Ainsi, nous avons choisi d'utiliser le coefficient de Tau (T) (Green and Bruckner, 2000). Contrairement à l'indice Kappa, il prend en compte les éléments mal classés et indique le pourcentage de pixels correctement classifié. Sa valeur varie entre 0 et 1, avec une meilleure classification proche de 1. Il est calculé de la sorte :

$$T = \frac{K - P_r}{1 - P_r} \quad \text{Équation II-8}$$

avec $K = \frac{N \sum_{i=1}^r x_{ii} - \sum_{i=1}^r (x_{i+} \cdot x_{+i})}{N^2 - \sum_{i=1}^r (x_{i+} \cdot x_{+i})}$ et $P_r = \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^M n_i \cdot x_i$

ici K est le kappa, M est le nombre d'habitats, i est le x_i ème habitat, N est le nombre total de pixels, n_i est le total de la colonne sur les matrices d'erreur de Qgis de l'habitat i et x_i est le nombre de pixels correctement classés pour l'habitat i (Green and Bruckner, 2000).

Sur nos quatre sites d'étude, la valeur du coefficient de Tau est à retrouver dans le Tableau II-10.

Tableau II-10 : Coefficient de Tau en pourcentage pour chacun des sites d'étude. Le coefficient de Tau indique le pourcentage de pixel correctement classé

Site	Coefficient de Tau (%) année la plus ancienne	Coefficient de Tau (%) année la plus récente
Mtsamboro	64	73
Sakouli	77	75
Bandrélé	71	65
Ngouja	76	78

De plus, à partir de la matrice d'erreur nous avons également calculé les incertitudes de surface des différentes unités biogéomorphologiques. La proportion de chaque unité (W_i) par rapport à la surface totale du platier a été calculée selon les équations du Tableau II-11. Les marges d'erreur sont à retrouver dans le Tableau II-12.

Tableau II-11 : Équations permettant le calcul des incertitudes de surfaces des différents habitats (Olofsson et al., 2013).

<p><u>1.Proportion d'un habitat (W_i)</u></p> $W_i = \frac{A_{m,i}}{A_{tot}}$ <p>Avec $A_{m,i}$ la surface cartographiée d'un habitat i et A_{tot} la surface totale étudiée.</p>	<p><u>2.Calcul de la surface d'un habitat en prenant en compte les biais</u></p> $\hat{A}_j = A_{tot} * W_j$ <p>Avec W_j la proportion de l'air de l'habitat j</p>
<p><u>3.Calcul de l'écart-type de la proportion d'un habitat</u></p> $S(W_j) = \sqrt{\sum_{i=1}^q W_i^2 \frac{n_{ij} \left(1 - \frac{n_{ij}}{n_i}\right)}{n_i - 1}}$ <p>Avec n_{ij} nombre de sites de la ligne i et de la colonne j, n_i Nombre total de sites sur la ligne de l'habitat i.</p>	<p><u>4.Calcul de l'écart-type de la surface estimé avec les biais</u></p> $S(\hat{A}_j) = A_{tot} * S(W_j)$ <p>Erreur associée à la surface dans l'intervalle de confiance de 95 % :</p> $\hat{A}_j \pm 2 * S(\hat{A}_j)$

L'analyse diachronique a été réalisée à partir des résultats des classifications, vectorisées sous Qgis sans lissage des contours, sur les années les plus anciennes et les plus récentes de chacun des sites. En raison de la faible amplitude temporelle des chroniques créées, une table des changements n'est pas produite (classe année 1 vers classe année 2). Une simple superposition à l'écran est réalisée car la dynamique des unités biogéomorphologiques étudiée était à priori peu compatible avec notre résolution temporelle. En outre, un calcul des surfaces par classe sur les deux années permet d'approcher à l'échelle d'un site les variabilités potentielles.

Tableau II-12 : Marges d'erreur en hectare (ha) de chacune des classes

	Mtsamboro		Sakouli		Bandrélé		Ngouja	
	2019	2021	2017	2020	2017	2021	2017	2021
Front récifal (ha)	1	1,5	2,5	2,5	3,8	3,8	0,2	0,3
Platier corallien B (ha)	0,3	0,2	/	/	0	0	/	/
Platier corallien A (ha)	3,3	3,8	1,1	1,2	/	/	0,6	0,4
Algueraie (ha)	0,9	0,3	0,4	0,6	5,8	5,8	1,2	1,1

II.2.6 Modélisation 1D d'un transect de plage récifale dans un contexte de rapide élévation du niveau de la mer

Les plages sont des environnements dynamiques et complexes avec des processus hydrodynamiques et sédimentaires pouvant avoir lieu à différentes échelles spatiales et temporelles. Ainsi, la modélisation numérique de leur évolution est particulièrement difficile à mettre en œuvre. Un modèle complet devrait prévoir le mouvement à l'échelle d'une particule et intégrer les caractéristiques du fluide porteur en tenant compte des interactions mutuelles et environnementales. Cependant, un tel modèle dépasse les capacités des outils analytiques et informatiques actuels, ainsi, des modèles

approximatifs sont couramment utilisés (Blondeaux, 2001). Parmi ces modèles, certains sont basés sur la résolution physique numérique (Delft3D, XBeach, Mike21), d'autres sont empiriques et basés sur des données (modèles basés sur le *machine learning*) (Goldstein *et al.*, 2019) et enfin certains sont des modèles d'équilibre transversaux empiriques. Actuellement, il n'existe pas de modèle permettant de modéliser l'ensemble des processus physiques à toutes les échelles spatio-temporelles. Il est donc nécessaire de choisir le modèle le plus adapté à l'étude réalisée. Ici nous retiendrons l'approche basée sur la physique numérique et plus particulièrement l'utilisation d'XBeach.

Le modèle *open source* XBeach (*eXtrem Beach behavior model*), développé en 2009 par UNESCO-IHE, Deltares et Delft University of Technology, permet de simuler l'hydrodynamique et la morphodynamique du littoral (Roelvink *et al.*, 2009, 2010). Initialement conçu pour modéliser la réponse dynamique des plages aux événements de tempête suite aux dégâts provoqués par les ouragans en Floride en 2004-2005 et aux inondations fréquentes des côtes hollandaises, XBeach a depuis été utilisé dans de nombreux environnements, y compris les environnements récifaux. Par exemple, il a été utilisé pour étudier l'hydrodynamisme des vagues sur un récif frangeant (Van Dongeren *et al.*, 2013; Lashley *et al.*, 2018), et des études ont réussi à simuler la dissipation de l'énergie des vagues par le récif (Martins *et al.*, 2019; Bruch *et al.*, 2022), et à prédire la hauteur des vagues sur un profil de récif (Buckley *et al.*, 2018). XBeach a également été utilisé pour évaluer les risques d'inondation par les vagues sur les côtes coralliennes (Pearson *et al.*, 2017) et pour évaluer les effets potentiels de l'élévation du niveau des mers, aussi bien sur la propagation des vagues que sur les modifications du *run-up* (Storlazzi *et al.*, 2011; de Lalouvière *et al.*, 2020; Toth *et al.*, 2023). Certaines de ces simulations ont ensuite été utilisées pour évaluer les changements morphologiques des plages (Martins *et al.*, 2019; de Lalouvière *et al.*, 2020; Toth *et al.*, 2023).

XBeach est un modèle qui permet de résoudre les équations couplées longitudinales et transversales pour la propagation des vagues, l'écoulement, le transport sédimentaire et les changements morphologiques du fond. Le modèle prend en compte les processus hydrodynamiques de transformation des ondes courtes (tels que la réfraction, le *shoaling* et le déferlement), de transformation des ondes longues (comme les ondes infragravitaires) (incluant la génération, la propagation et la dissipation), la configuration induite par les vagues et les courants instables, ainsi que la submersion et l'inondation. Les processus morphodynamiques comprennent la remise en suspension et le transport des sédiments, l'avalanche du front dunaire, les modifications morphologiques du fond et les éventuelles ouvertures de brèches. Une présentation détaillée des équations gouvernantes et des conditions aux limites est disponible dans Roelvink *et al.*, (2009).

II.2.6.1 Configuration du modèle

La configuration du modèle est l'étape permettant la définition de la grille de calcul et de la bathymétrie, des conditions limites et initiales et du réglage des paramètres fixes.

II.2.6.1.1 Définition de la grille de calcul et de la bathymétrie

La résolution de la grille numérique est l'un des principaux facteurs contrôlant la durée d'exécution de la simulation. Doubler la résolution de la grille revient à doubler le nombre de calculs à effectuer à chaque pas de temps, ce qui augmente la durée totale de l'exécution. Cependant une grille trop large réduit la stabilité numérique, l'exactitude et la précision des résultats. Il faut donc trouver un compromis entre un niveau de détail suffisant pour résoudre les processus dans le modèle et la faisabilité informatique (Roelvink *et al.*, 2018). La résolution de la grille est donc déterminée par un certain nombre de critères :

- Le nombre de Courant - CFL¹² pour la stabilité numérique
- Le nombre de points par longueur d'onde
- Les limites inférieures et supérieures pour la taille des cellules de la grille.

La modélisation des variations morphologiques induites par les vagues à l'aide d'un modèle 1D peut, par définition, exclure plusieurs processus. En effet, les plages peuvent être affectées par des forçages provenant de toutes les directions (Mclean and Kench, 2015). Ce sont donc des environnements hautement tridimensionnels, cependant, afin d'évaluer une large gamme de réponse morphologique et de conditions de forçage hydrodynamique, un modèle plus simple a été choisi pour réduire les temps de calcul. À partir d'un profil topographique réalisé *in situ* (voir II.2.1.Relevés topographiques et morphologiques) et étendu après le platier récifal à 1 000 m une grille 1 dimension (1D) a été réalisée (Figure II-15).

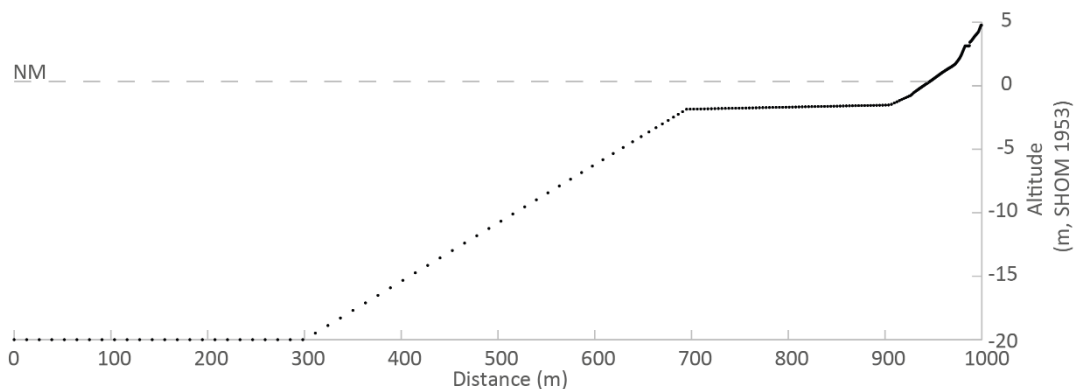


Figure II-15 : Exemple de profil topographique réalisé à l'aide de la grille variable. Les points représentent l'endroit de réalisation des calculs pour chaque pas de temps, ils sont par conséquent plus denses sur le platier et sur la plage que sur la pente récifale et sur le fond du lagon. (NM : niveau moyen)

¹² Il est une condition nécessaire à la convergence de la solution numérique de certaines dérivées partielles notamment les équations aux dérivées partielles hyperboliques. Dans la pratique, il sert à donner le seuil dimensionnel sous lequel, pour un schéma numérique explicite, on observe une instabilité de calcul (erreur d'approximation) grandissant rapidement au fur et à mesure des calculs. Si la dimension de la grille est inférieure à la distance parcourue dans l'intervalle de pas de temps par l'onde la plus rapide que permet l'équation, l'erreur grandit et envahit la solution physique

La résolution de la grille a été déterminée en respectant la stabilité du nombre de Courant (0,9) et un minimum de 64 points de grille par longueur d'onde. Les tailles maximales et minimales des cellules ont été définies à 13 et 0,5 m, respectivement, afin de garantir une résolution suffisamment élevée dans les zones d'intérêt (par exemple, la pente de la plage) tout en restant réalisable sur le plan informatique (Figure II-15).

II.2.6.1.2 Définition des conditions limites et réglage des paramètres fixes

Les conditions limites au large (niveau d'eau, H_s et T_p) sont maintenues constantes pour la durée de chaque simulation. Une attention particulière a été accordée à la définition des conditions limites et initiales afin que les conditions stationnaires soient assurées pendant les tests. Bien que l'origine des houles par les vents d'alizé ou de mousson et celles produites par des sources éloignées dans les latitudes moyennes élevées induisent des spectres de vagues multimodaux (dans l'espace des fréquences et des directions), nous avons supposé un spectre unimodal et unidirectionnel (JONSWAP) pour des raisons de simplicité. En effet, selon Beetham and Kench, (2014), l'utilisation d'un champ de vagues JONSWAP paramétrique donnerait des résultats de modèles similaires à l'utilisation de spectre de vagues mesurées tout en réduisant la complexité de calcul. La direction des vagues incidentes a été choisie de manière conservatrice pour être normale au rivage dans tous les cas, puisque cela devrait produire un *runup* maximal pour une hauteur de vagues et une pente donnée. En outre, l'étalement directionnel a également été fixé en raison du profil 1D.

Sauf indication contraire, tous les paramètres de XBeach ont été réglés sur leurs valeurs par défaut. Lowe *et al.*, (2005) citent la paramétrisation appropriée de la dissipation par friction et des processus de déferlement des vagues comme un défi majeur pour la modélisation de la transformation des vagues à travers les récifs.

II.2.6.2 Calibration et validation

La calibration des paramètres hydrodynamiques a été réalisée de façon empirique à partir des données hydrodynamiques obtenues lors de la campagne de mesure sur le platier de Sakouli en mai 2021. Différentes simulations ont été réalisées en modifiant les coefficients (sans dimension) de frottement des vagues (F_w) et de frottement du flux (C_f).

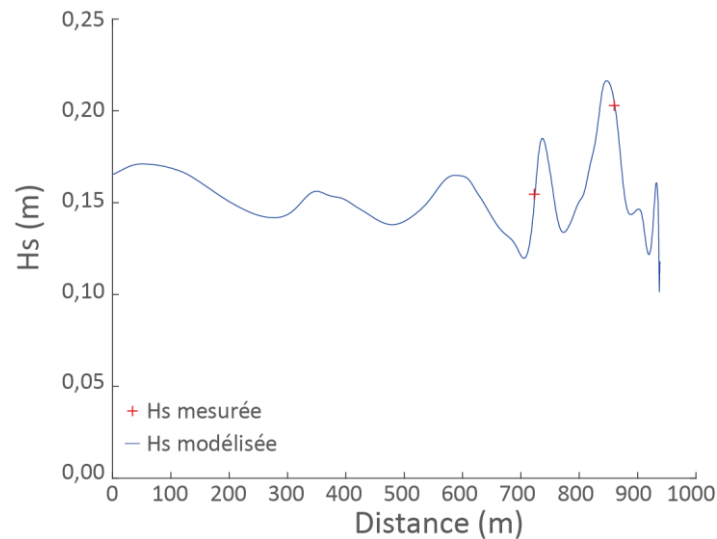


Figure II-16 : Hauteurs significatives des houles mesurées (croix rouge) et modélisées (ligne bleue) avec les paramètres optimaux de calibration

Les paramètres optimaux de calibrations sont les suivants : $F_w = 0,7$ et $C_f = 0,1$. Ces paramètres sont cohérents avec ceux utilisés sur d'autres récifs coralliens (Van Dongeren *et al.*, 2013; Quataert *et al.*, 2015). La validation de la calibration a été réalisée à partir des données topographiques recueillies sur la plage de Sakouli au début et à la fin du déploiement hydrodynamique de saison sèche. Les données mesurées ont été comparées aux données obtenues par le modèle après une simulation sur la période séparant l'acquisition des deux profils topographiques. Pour permettre une comparaison plus quantitative, le *Briar Skill Score* (BSS) a été appliqué (Sutherland *et al.*, 2004). Le BSS exprime le degré de correspondance entre la bathymétrie modélisée et la bathymétrie mesurée. Les valeurs BSS égales à 1 impliquent une parfaite concordance entre les résultats de la simulation et les valeurs mesurées, tandis que les valeurs inférieures à 0 impliquent que le profil final modélisé initial est une prédiction plus faible de la topographie finale mesurée. Il est calculé à partir de la formule suivante :

$$BSS = 1 - \frac{|Z_{mf} - Z_f|}{|Z_{mf} - Z_i|} \quad \text{Équation II-9}$$

Où Z_{mf} est l'élévation finale mesurée du profil de plage, Z_f l'élévation finale simulée et Z_i l'élévation initiale.

Les résultats peuvent être satisfaisants après un calibrage approprié et, pour la présente étude, les cas optimaux ont donné lieu à des BSS compris entre -0,2 et 0,9, ce qui est cohérent avec les BSS trouvés dans la littérature (Vousdoukas *et al.*, 2011), et ce qui indique une bonne concordance entre les données mesurées et les données modélisées.

II.2.6.3 Principales simulations

L'approche exploratoire adoptée ici fournit une première perspective de la réponse morphologique des littoraux récifaux face à une élévation du niveau marin. Cette étude répond à une

demande locale concernant les perspectives morphologiques des plages de l'île en cas de reprise de la subsidence. Ainsi, une série de simulation a été réalisée en variant la hauteur du niveau d'eau mais également en faisant varier l'altitude du récif. Une diminution de l'altitude du récif correspond à la mortalité des coraux. Le Tableau II-13 résume les différents paramètres de simulations réalisées.

Tableau II-13 : Synthèses des différentes simulations réalisées et de leurs paramètres

Simulation	Scénario	Hs (m)	Tp (s)	Zs (m)	Altitude du récif	Fw/Cf
Série de simulation A : Augmentation du niveau marin seul						
A.1	1	0,5	6	0	/	0,7/0,1
A.2	2	0,5	6	0,2	/	0,7/0,1
A.3	3	0,5	6	0,43	/	0,7/0,1
A.4	4	0,5	6	0,55	/	0,7/0,1
A.5	5	0,5	6	0,84	/	0,7/0,1
Série de simulation B : Dégradation du récif						
B.1	1	0,5	6	0,2	-0,2	0,7/0,1
B.2	2	0,5	6	0,2	-0,43	0,7/0,1
B.3	3	0,5	6	0,2	-0,55	0,7/0,1
B.4	4	0,5	6	0,2	-0,84	0,7/0,1
Série de simulation C : Cas combiné d'une augmentation du niveau marin et d'une dégradation du récif						
C.1	1	0,5	6	0,2	-0,2	0,7/0,1
C.2	2	0,5	6	0,43	-0,43	0,7/0,1
C.3	3	0,5	6	0,55	-0,55	0,7/0,1
C.4	4	0,5	6	0,84	-0,84	0,7/0,1

Conclusion

L'originalité de notre étude est donc de combiner une grande diversité d'approches et d'outils aujourd'hui disponible pour répondre à une question fondamentalement interdisciplinaire : Quelle est la morphodynamique des plages de poche récifale en contexte de subsidence rapide ?

Afin d'étudier les potentiels impacts de la rapide élévation du niveau des mers, dans un premier temps nous avons conçu un protocole méthodologique, (i) pour caractériser les aspects morphodynamiques moteurs de l'évolution des côtes mahoraises. Ces mesures ont été couplées à des études hydrosédimentaires et des mesures topographiques semestrielles réalisées dans des conditions météo-marines modales. (ii) Les unités biogéomorphologiques du platier ont ensuite été caractérisées à partir de télédétection satellitale pour tenter d'approcher les dynamiques à l'échelle de toutes les entités paysagères impliquées. (iii) Cette étude a été associée à un suivi de la mobilité du trait de côte depuis 1969 sur des photographies aériennes ou sur des indicateurs paysagers entre 2019 et 2021. (iv) Enfin la réponse morphologique 1D d'un profil de plage aux différents scénarios de remontée ou de dégradation des coraux ont été simulés.

Cet arsenal méthodologique a été déployé sur quatre sites représentatifs de la diversité des environnements littoraux sableux à sablo-vaseux de Mayotte en contexte d'arrière-récif frangeant (Mtsamboro, Sakouli, Bandrélé, Ngouja). En raison de leurs différences intrinsèques, ils nous permettent ainsi de mieux comprendre l'hydrodynamique des littoraux de Mayotte et des littoraux tropicaux récifaux au sens large. Les évolutions respectives de ces processus sont différentes en fonction des échelles spatiales et temporelles considérées. De ce fait, il conviendra de contextualiser l'échelle spatio-temporelle de chaque résultat.

CHAPITRE III. Dynamique hydrosédimentaire saisonnière des plages de poche de Mayotte

*“Do not dwell in the past, do not dream of the future, concentrate
the mind on the present moment.”*

Buddha

Introduction

Dans un contexte marqué par un développement économique local et par des changements environnementaux à multiples échelles, il est crucial de comprendre la morphodynamique des plages de Mayotte dans un objectif de conservation. Cette compréhension implique d'étudier les processus physiques qui influencent leur évolution. Afin d'améliorer les connaissances à cet égard, il est essentiel de mesurer les variations morphologiques observées sur les plages et les forçages responsables du transport sédimentaire aux échelles de temps pertinentes (événements paroxysmaux, saisonniers, annuels, décennaux...).

Ce chapitre vise à caractériser les forçages météo-marins et leur rôle dans le fonctionnement hydrosédimentaire des littoraux mahorais à l'échelle saisonnière, sur les quatre sites d'études (Mtsamboro, Sakouli, Ngouja et Bandrélé), sélectionnés pour leur localisation et leurs caractéristiques géomorphologiques. Après avoir étudié les conditions de forçages météo-marins de l'île sur l'ensemble des périodes de suivi, nous nous sommes intéressés plus spécifiquement aux variations morphologiques saisonnières des différents sites expérimentaux. Pour chaque site, un suivi topographique semestriel a été mis en place afin de quantifier les variations morphologiques. Ces suivis ont été réalisés à l'aide de récepteurs GNSS, de stations totales et d'un drone-photogrammétrie. Des études de l'hydrodynamisme saisonnier et de la sédimentologie ont également été réalisées à l'aide de capteurs de pression, d'un courantmètre et de prélèvements et analyses sédimentaires.

Ce chapitre est divisé en deux parties. La première partie examine les conditions générales de forçage météo-marins sur l'île entre 2020 et 2023. La seconde partie présente les variations morphodynamiques saisonnières observées sur les différents sites d'étude.

III.1 Conditions de forçages météo-marins

Les conditions météorologiques jouent un rôle essentiel dans l'évolution des côtes sableuses (Masselink and Pattiaratchi, 2001; De Winter Id *et al.*, 2020). Le vent, par déflation mais aussi et surtout en contexte de plages adossées, en générant des vagues et des courants, contribue au transport sédimentaire et aux processus morphodynamiques façonnant les littoraux. Ainsi, dans un premier temps, nous nous sommes attachés à la caractérisation des conditions de forçages météo-marins à Mayotte de novembre 2020 à mars 2023.

III.1.1 Caractérisation du régime éolien de Mayotte

La situation géographique de Mayotte lui confère un climat tropical et humide avec une saison des pluies, de novembre à mars (période de la mousson, été austral) et une saison sèche, de mai à septembre (période des alizés, hiver austral), séparé par des périodes de transitions (voir II.1). Afin de prendre en compte ces spécificités régionales et pour caractériser le régime général des vents à Mayotte (direction et vitesse), les données issues de la station météorologique Météo-France de Pamandzi (Figure I-10) ont été analysées de manière saisonnière. La Figure III-1 présente le climat des vents entre mars 2019 et mars 2023.

Entre mai et septembre 2019, correspondant à la saison sèche 2019, les vents ont été caractérisés par une direction principalement de secteur S avec plus de 80 % des vents ayant une orientation SE à SO. La vitesse moyenne des vents enregistrée sur cette période était de $4,68 \text{ m.s}^{-1}$ (Figure III-1a).

La saison humide 2019-2020, s'étendant de novembre 2019 à mars 2020, a été marquée par des vents provenant de directions variables, sans orientation préférentielle particulière (Figure III-1b). La vitesse moyenne des vents durant cette saison était de $3,26 \text{ m.s}^{-1}$ et moins de 2 % des vents ont atteint des vitesses supérieures à 8 m.s^{-1} . La saison cyclonique 2019-2020 au large de Mayotte a été relativement calme avec seulement un cyclone tropical nommé Belna (du 2 décembre au 11 décembre 2019). Ce cyclone est passé à environ 140 km à l'est de l'île le 8 décembre, provoquant des vents moyens de plus de $12,30 \text{ m.s}^{-1}$.

Lors de la saison sèche 2020, les vents dominants provenaient du S-SE (73 %), avec une vitesse moyenne de $4,96 \text{ m.s}^{-1}$ et plus de 13 % d'entre eux avaient des vitesses supérieures à 8 m.s^{-1} (Figure III-1c).

Au cours de la saison humide de novembre 2020 à mars 2021, les vents ont présenté des orientations variables, prenant trois directions prédominantes : NO (22 %), N (22 %) et O (16 %). Leur vitesse moyenne était de $3,10 \text{ m.s}^{-1}$ et moins de 2 % des vents atteignaient des vitesses supérieures à 8 m.s^{-1} (Figure III-1d). Aucun système dépressionnaire n'a impacté Mayotte lors de cette saison, le plus « proche » étant passé à plus de 340 km au sud de l'île au stade de tempête tropicale modérée (Éloïse, le 21 janvier 2021) (Météo France, 2023a). Ainsi, il s'agit de la saison la plus calme de notre période d'étude.

La saison sèche 2021 (mai – septembre 2021) a été caractérisée par des vents principalement de secteur S (68 % des vents de SE à SO), avec une vitesse moyenne plus élevée par rapport à celle enregistrée en saison humide ($4,54 \text{ m.s}^{-1}$) (Figure III-1e).

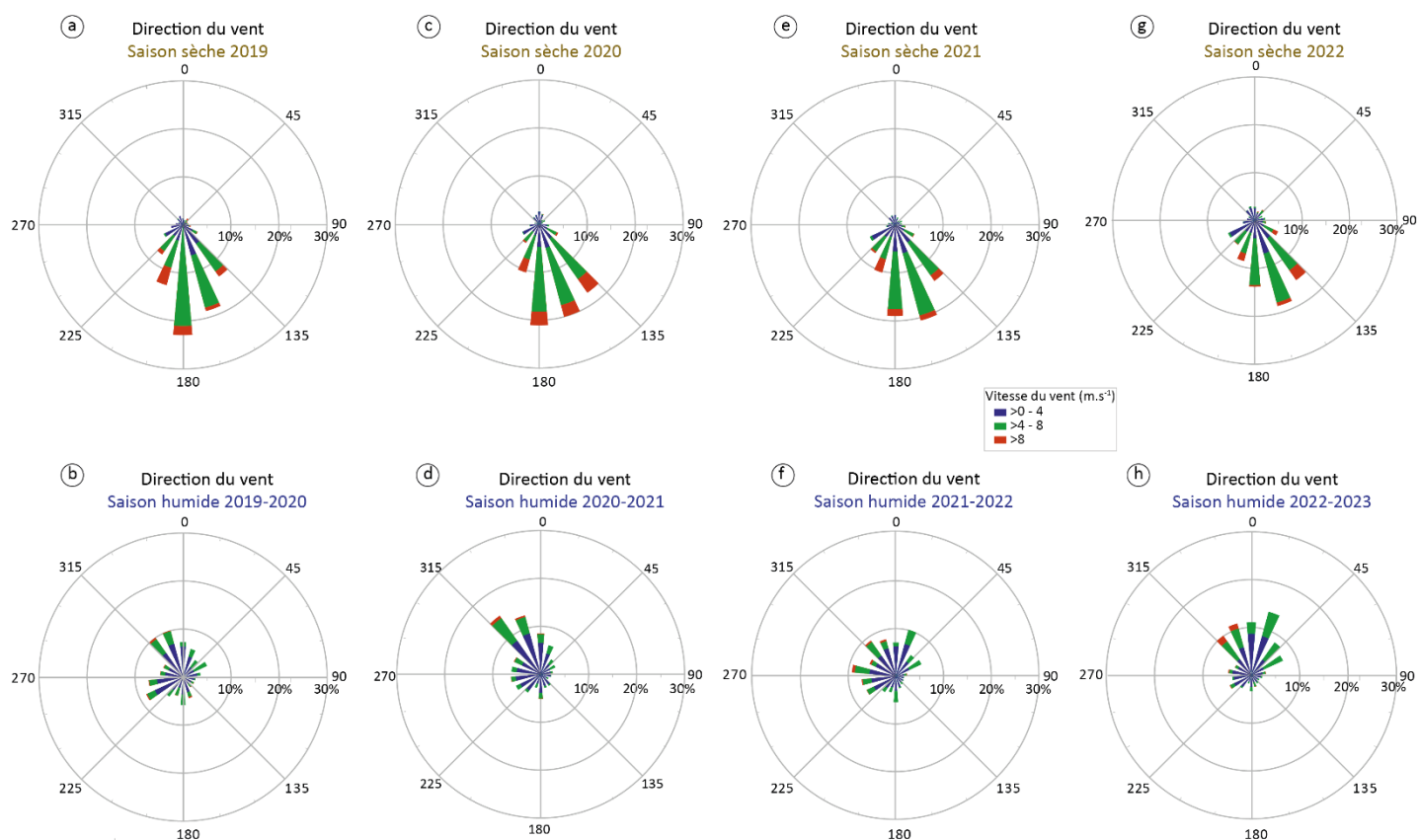


Figure III-1 : Vitesse et direction des vents lors des saisons sèches et humides entre 2019 et 2023. Source des données Météo France au niveau de la station de Pamandzi

Entre novembre 2021 et mars 2022 (saison humide 2021-2022), la dynamique des vents a été assez similaire à celle de l'année précédente. Les vents ont conservé des orientations variables, avec trois directions prédominantes : NNE (10 %), NO (9 %) et O (9 %). Comme lors des saisons précédentes, l'intensité des vents était plus faible en saison humide qu'en saison sèche avec une moyenne de $3,27 \text{ m.s}^{-1}$ (Figure III-1f). Au cours de cette saison, trois dépressions tropicales sont passées au large de Mayotte sur les 13 systèmes enregistrés dans le bassin de l'océan indien (Météo France, 2023a) (Figure III-2). La première, nommée Ana (20/01/2022 – 25/01/2022), est passée à environ 280 km au sud de Mayotte le 23 janvier. Elle a provoqué des vents atteignant une moyenne tri horaire maximale de $13,2 \text{ m.s}^{-1}$ de direction NO. Du 7 au 17 mars 2022, un deuxième système (Gombe) s'est approché de Mayotte. Il est passé à 240 km au sud de l'île le 10 mars au stade de tempête tropicale modéré, sans avoir d'impact particulier sur l'intensité des vents enregistrés au niveau de la station de

Pamandzi (vitesse moyenne journalière $3,56 \text{ m.s}^{-1}$). Enfin, le dernier système de la saison (Jasmine) s'est formé au nord de Madagascar le 21 avril 2021. Il est passé à environ 50 km au sud de Mayotte, encore au stade de système dépressionnaire faible le 22 avril, entraînant des vents ayant une vitesse moyenne journalière de $7,80 \text{ m.s}^{-1}$ (maximum tri horaire $10,40 \text{ m.s}^{-1}$) avec une direction NNE.



Figure III-2 : Résumé de l'activité cyclonique de l'été austral 2021-2022 dans le canal du Mozambique avec leurs trajectoires. Source des données <https://meteofrance.yt/fr/cyclone>

Pendant la saison sèche 2022 (mai – septembre), les vents ont principalement soufflé du secteur S avec 34 % provenant du SE et 26 % SO. Environ 44 % des vents avaient des vitesses moyennes comprises entre 4 et 8 m.s^{-1} , tandis que 7 % des vents ont dépassé les 8 m.s^{-1} . La vitesse moyenne des vents sur l'ensemble de la période s'est élevée à $4,32 \text{ m.s}^{-1}$ (Figure III-1g).

En ce qui concerne la saison humide 2022-2023 (novembre-mars), on observe une similarité dans les caractéristiques des vents par rapport aux années précédentes. Les vents proviennent principalement du secteur NE (25 %) et NO (23 %), conservant ainsi des orientations variables. La vitesse moyenne des vents atteint en moyenne $3,52 \text{ m.s}^{-1}$. Cette saison humide présente les vitesses moyennes de vent les plus élevées parmi les trois saisons humides étudiées, avec plus de 3 % des vents affichant des vitesses moyennes supérieures à 8 m.s^{-1} (Figure III-1h). Il convient également de noter que cette saison humide a été marquée par un déficit pluviométrique important, avec des valeurs comprises entre 25 % et 50 %. Cela en fait la deuxième saison la plus sèche depuis plus de 60 ans, après 1997 (Météo France, 2023b). Concernant la saison cyclonique 2022-2023 dans l'océan Indien, elle s'est déroulée du 23 septembre 2022 au 21 mai 2023, avec un total de 8 cyclones tropicaux formés. Parmi eux, les plus intenses ont été Cheneso (18/01/2023-29/01/2023) et Freddy (5/02/2023-13/03/2023).

Toutefois, tous ces cyclones sont passés très au large de Mayotte, sans avoir d'impact sur les régimes de vent.

Ainsi, durant la période de l'étude, nous avons observé un régime de vents caractérisé par deux saisons distinctes. Pendant la saison sèche, les vents sont plus forts et proviennent principalement du secteur sud, tandis que lors de la saison humide, ils sont moins intenses et leur direction varie. Les vents plus réguliers et unidirectionnels pendant la saison sèche peuvent suggérer une plus grande énergie des vagues atteignant le littoral. Cependant, en saison humide, la présence de dépressions tropicales peut entraîner des vents forts, conduisant également à des conditions hydrodynamiques plus marquées. Ces résultats de l'analyse saisonnière des vents nous seront utiles afin d'expliquer les éventuelles variations saisonnières et intra saisonnières de la morphologie des plages sur notre période d'étude.

III.1.2 Conditions hydrodynamiques régionales

En raison du faible régime éolien, de la composition minérale hétérogène des sédiments et de l'humidité du sol (principalement due aux marées, aux précipitations et aux ruissellements), le transport sédimentaire éolien à Mayotte est négligeable par rapport au transport généré par les processus hydrodynamiques. Par conséquent, l'hydrodynamisme régional et sa déclinaison locale ont été considérés comme les facteurs dominant les évolutions morphologiques des sites étudiés.

Les données sur le climat des vagues en eaux profondes dans la région de Mayotte sont limitées. Cependant, des mesures continues sont disponibles depuis fin 2021 grâce à un houlographe déployé par le CEREMA et Météo France dans le cadre du Centre d'Archivage National de Données de Houle *In-Situ* (Candhis, Campagne 97601 Mayotte). Cet houlographe est situé au niveau du « Récif Nord » au large de Mtsamboro, depuis le 2 octobre 2021 (Figure II-1). Sa position à l'extrême nord-ouest de l'île permet d'obtenir les paramètres des houles au large (houles incidentes) sur la façade nord. Les données sont enregistrées selon un pas de mesure de 30 minutes. Les données de houles produites par le CEREMA sont des produits corrigés par les logiciels *Houle4* et *Houle5*. Toutes les horodates¹³ où le nombre de houles est inférieur à 75 et les valeurs des paramètres de houle ne respecte pas les critères $T_{H_{1/3}} < 30$ s et $H_{\max} < 3 * H_{1/3}$ sont supprimés (CEREMA, 2021). En suivant l'approche de Certain *et al.*, (2005), les hauteurs significatives des houles mesurées à l'extérieur du lagon ont été classées en quatre catégories. La première catégorie correspond aux périodes de temps calme, avec des *Hs* au large inférieures à 1 m. La deuxième catégorie correspond à des conditions légèrement agitées, avec des *Hs* comprises entre 1 et 2 m au large. La troisième catégorie est définie par des conditions modérément agitées, avec des *Hs* entre 2 et 3 m. Enfin, la dernière catégorie représente les périodes de forte agitation, avec des *Hs* supérieures à 3 m.

¹³ Définition automatique de l'heure et de la date associées à un évènement.

Tableau III-1 : Fréquence des hauteurs significatives des vagues au large entre octobre 2021 et avril 2023 en fonction des saisons

	Saison humide 2021 — 2022	Saison sèche 2022	Saison humide 2022-2023	Octobre 2021 — Avril 2023
<i>Hs</i> (m)	Fréquence (%)	Fréquence (%)	Fréquence (%)	Fréquence (%)
0-1	77,08	30,67	79,43	62,92
1-2	21,12	67,38	17,99	35,29
2-3	1,53	1,95	2,58	1,71
>3	0,27	0,00	0,00	0,07

Ainsi, il apparaît que le régime des houles au large de Mayotte est dominé par un climat de houle de temps calme qui représente environ 63 % des cas sur la période 2021- 2022 (Tableau III-1). Les houles résultant de faibles agitations constituaient la deuxième catégorie la plus fréquente, soit environ 35 % des houles. En revanche, les houles de condition d’agitation modérées ont été rares et n’ont représenté que moins de 2 % des houles régionales. Sur l’ensemble de la période, les houles de plus de 3 m (forte agitation) ont été extrêmement rares (moins de 0,1 % des cas). Elles ne sont présentes que lors de la saison humide 2021-2022 (du 23 au 24 janvier 2022) et sont le résultat du passage de la dépression tropicale Ana au large de Mayotte (Figure III-2 et Tableau III-1). Ces données mettent également en valeur le caractère saisonnier du régime des houles à Mayotte (Figure III-3 et Tableau III-1). La saison sèche est largement dominée par des houles de SO (80 %), principalement de temps calme (57 %) à modérer (40 %). En saison humide, à l’inverse, les vents de mousson génèrent un régime de houle faible majoritairement inférieure à 1 m (entre 77 et 80 %) et de direction variable. Lors de la saison humide 2022-2023, une plus grande proportion de vagues ayant des *Hs* comprises entre 0 et 1 m ont été enregistrées par rapport à la saison humide précédente. Si aucune vague de plus de 3 m de *Hs* n’a été enregistrée en 2022-2023, il est cependant possible de noter une plus grande proportion de vagues comprises entre 2 et 3 m (2,58 %). Il apparaît donc clairement que le climat des vagues de Mayotte est fortement lié au renversement saisonnier des vents.

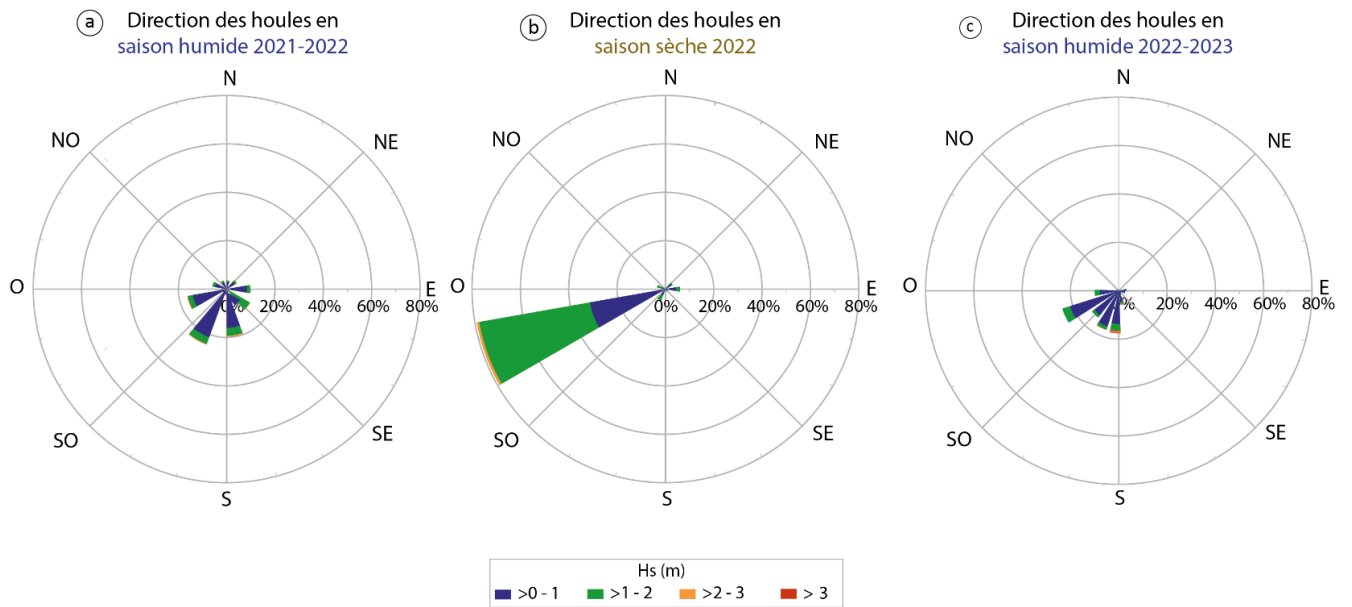


Figure III-3 : Roses des directions des houles en (a) saison humide 2021-2022 (novembre 2021 — mars 2022), (b) en saison sèche (mai 2022 — septembre 2022) et (c) en saison humide 2022-2023 (novembre 2022 – mars 2023) au niveau de la bouée. (Source des données : Campagne 97601 Mayotte, Cerema, Météo France).

III.2 Variations morphologiques saisonnières des plages de poches

Les campagnes de mesures hydrodynamiques réalisées dans le cadre de cette thèse avaient pour objectif de caractériser et de comprendre la dynamique des houles et des vagues en conditions modales, ainsi que d'établir des liens entre les variations morphologiques observées et ces dynamiques. Les caractéristiques morphologiques du lagon (largeur du lagon, présence de passes, pente), ainsi que l'orientation des sites par rapport aux houles dominantes et la morphologie du platier sont des facteurs clés influençant la quantité d'énergie atteignant la côte et, par conséquent, la réponse morphologique de celle-ci. Ainsi, plusieurs campagnes de mesures hydrodynamiques ont été menées entre mars 2021 et juin 2022, en tenant compte de la saison et de l'orientation spécifique de chaque site d'étude (Tableau III-2).

Tableau III-2 : Dates des campagnes hydrodynamiques effectuées sur les différentes façades de l'île

	Caractérisation de la saison humide	Caractérisation de la saison sèche
Mtsamboro (Façade Nord)	Du 1 au 15 mars 2021	Du 9 au 23 septembre 2021
Sakouli (Façade Est)	Du 21 janvier au 10 février 2022	Du 17 mai au 2 juin 2021
Ngouja (Façade Sud)	Du 14 février au 2 mars 2022	Du 10 juin au 1er juillet 2022

III.2.1 Site expérimental de Mtsamboro

Des suivis topographiques ont été réalisés de façon semestrielle sur la plage et le platier de Mtsamboro depuis 2019. En addition, deux campagnes de mesures hydrodynamiques ont été réalisées sur le platier de Mtsamboro afin de caractériser les conditions hydrodynamiques de temps calme en saison sèche et en saison humide (Tableau III-2). Pendant une période de 15 jours, correspondant à un cycle de marée (mortes-eaux et vives-eaux), deux capteurs de pression ont été installés sur le platier, l'un au niveau du front du récif et l'autre en bas de plage. Pour aider à comprendre la morphodynamique du site, des suivis sédimentaires ont été réalisés conjointement à ces mesures hydrodynamiques. La localisation des capteurs de pression et des profils topographiques est présentée sur la Figure III-4.

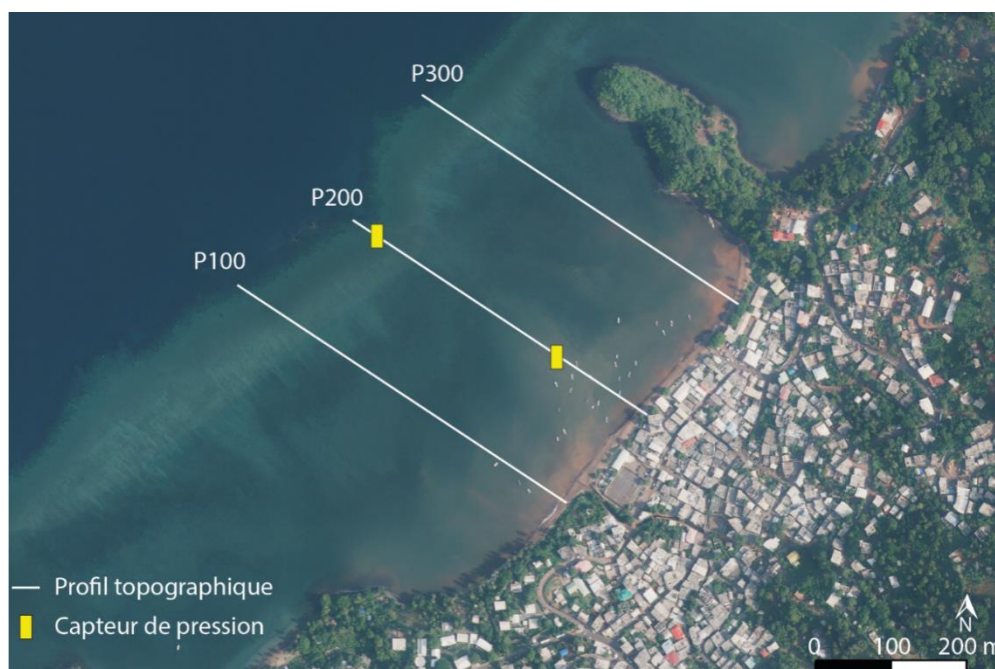


Figure III-4 : Localisation du capteur de pression et des profils topographiques sur la plage de Mtsamboro (fond de carte orthophotographie IGN 2020)

III.2.1.1 Suivi morphologique de la plage de Mtsamboro

Entre 2019 et 2023, des levés topographiques semestriels de la plage ont été réalisés. Ces levés ont permis d'étudier la réponse morphologique de la plage de Mtsamboro face aux conditions hydrodynamiques.

La plage de Mtsamboro n'a pas présenté de variations saisonnières majeures. La partie nord (P300) a été quasi stable avec une différence d'altitude moyenne et maximale de respectivement $0,20 \pm 0,05$ m et $0,45 \pm 0,05$ m entre la saison des alizés et celle de la mousson (Figure III-5c). La partie sud (P100) a connu davantage de variations saisonnières avec des variations maximales de $0,70 \pm 0,05$ m et moyennes de $0,33 \pm 0,05$ m (Figure III-5a). Le centre de la plage (P200) a présenté le moins de variations saisonnières entre 2019 et 2022 (moyenne de variation $0,17 \pm 0,05$ m) (Figure III-5b).

Pour évaluer les mouvements sédimentaires s'opérant entre la saison humide et la saison sèche, le bilan sédimentaire de la plage a été quantifié entre chaque profil (Figure III-5d). Ainsi les bilans sédimentaires ont été relativement équilibrés avec une valeur moyenne sur l'ensemble de la période de $-0,62 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ et des variations comprises entre $-24,00$ et $+16,72 \pm 2 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. Sur la durée de l'étude les saisons humides semblent avoir été associées à des phases de gains sédimentaires sur la plage tandis que la saison sèche semble avoir été corrélée à des pertes sédimentaires (Figure III-5d). Ces bilans sédimentaires ont été réalisés à partir de profils transversaux (P100 – P200 – P300) allant du haut de plage jusqu'au bas de plage, ils ne prennent donc pas en compte le potentiel stockage des sédiments dans la dépression d'arrière récif (D.A.R.) ni sur le platier.

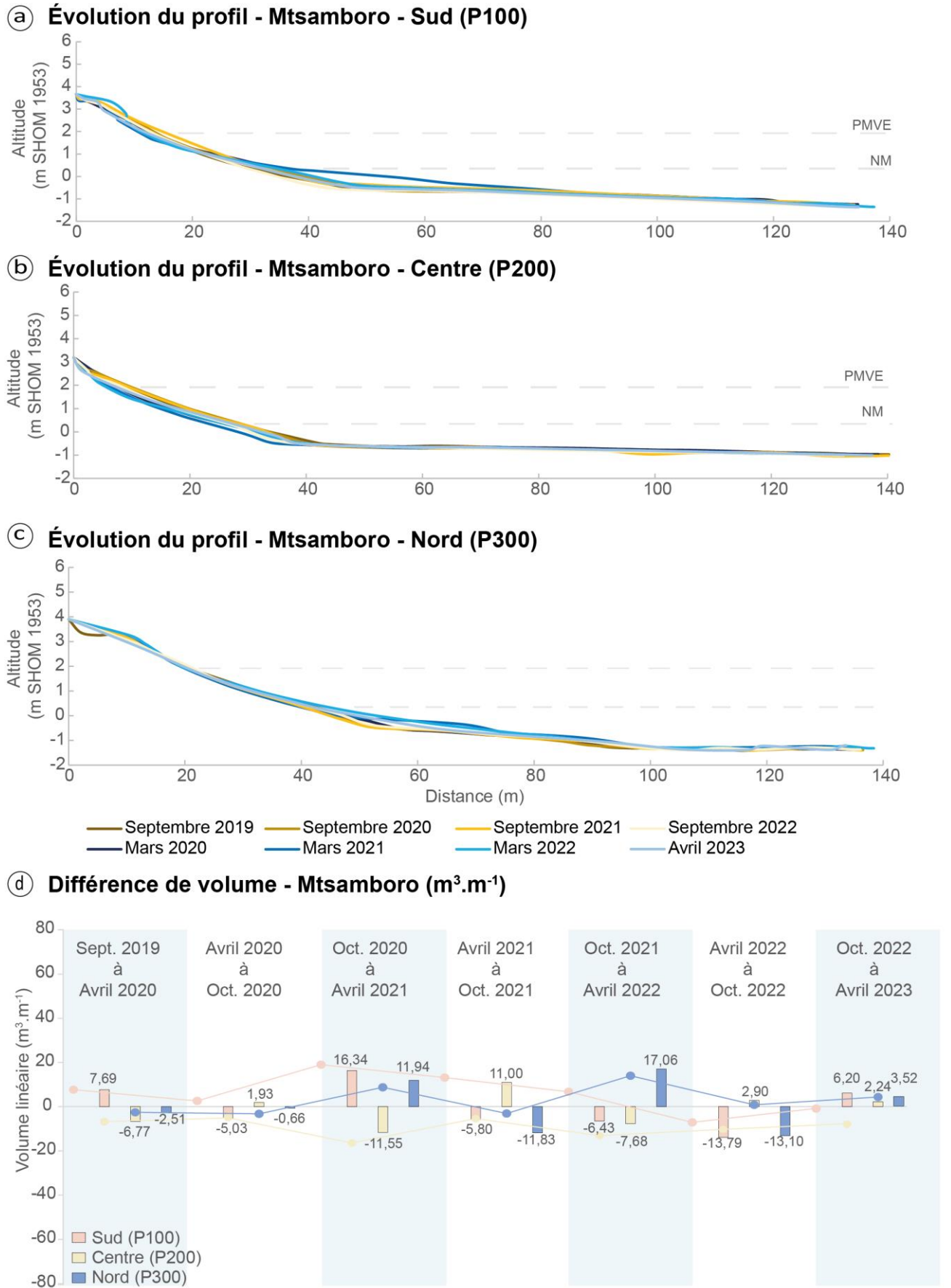


Figure III-5 : Profils topographiques de la plage de Mtsamboro (a) profil sud P100, (b) profil centre P200, (c) profil nord P300 et (d) différence de volume. PMVE : Pleine Mer de Vive Eau, NM : Niveau Moyen. Pour l'évolution volumétrique, la marge d'erreur est estimée à 2 m³ par profil et le plancher de référence pour le calcul des volumes a été arbitrairement choisi à -3 m.

III.2.1.2 Synthèse des conditions hydrodynamiques en saison humide à Mtsamboro

Dans un premier temps, nous avons cherché à caractériser les conditions hydrodynamiques de temps calme en saison humide. Pour ce faire, une campagne de terrain a été conduite entre le 1^{er} et le 15 mars 2021. Sur cette période, la vitesse moyenne des vents enregistrée était de $3,56 \text{ m.s}^{-1}$, correspondant à un climat de temps calme puisque la vitesse moyenne des vents est inférieure à 5 m.s^{-1} . Sur l'ensemble de la période de mesure, les vents étaient majoritairement de secteur NNO. Du 5 au 7 mars, les vents se sont intensifiés et ont atteint une vitesse moyenne de $7,30 \text{ m.s}^{-1}$ (Figure III-6a). Les conditions météorologiques relativement calmes ont induit des vagues avec des H_s variables mais modérées (max $0,37 \text{ m}$). Les H_s mesurées au niveau du front récifal sont légèrement supérieures à celles enregistrées en bas de plages, avec des moyennes respectives de $0,14$ et $0,12 \text{ m}$ sur toute la durée de la campagne de mesure. Cependant, les deux capteurs suivent les mêmes tendances, lorsque les H_s augmentent au niveau du front récifal, elles augmentent également en bas de plage. Du début de la campagne jusqu'au 5 mars 2021, les H_s sont comprises en moyennes entre $0,17 \text{ m}$ au niveau du front récifal et $0,15 \text{ m}$ en bas de plage. L'intensification de la vitesse des vents le 5 mars, passant d'une moyenne de $3,56$ à $7,30 \text{ m.s}^{-1}$, a provoqué un pic de H_s , atteignant respectivement des hauteurs de $0,37 \text{ m}$ (front du récif) et $0,34 \text{ m}$ (bas de plage). À la suite de ce pic, les H_s ont diminuées progressivement jusqu'à la fin de la campagne avec une moyenne de $0,10 \text{ m}$ et $0,09 \text{ m}$ respectivement. Les T_p enregistrées ont été principalement comprises entre 12 et 18 s , caractéristiques des houles. Toutefois, lorsque les vents se sont intensifiés (du 5 au 7 mars), des vagues de courtes périodes (T_p de $4 - 5 \text{ s}$) ont été enregistrées, indiquant la formation de vagues de mer de vent (Figure III-6d).

III.2.1.3 Synthèse des conditions hydrodynamiques en saison sèche à Mtsamboro

Afin de caractériser les conditions hydrodynamiques associées à la saison sèche, une seconde campagne de terrain a été conduite du 9 au 23 septembre 2021 sur le platier de Mtsamboro. Cependant, en raison d'un problème technique, le capteur positionné au niveau du front du récif n'a pu enregistrer que la première partie de la campagne de terrain, c'est-à-dire du 9 au 16 septembre 2021. En septembre 2021, la vitesse moyenne des vents était plus élevée qu'en mars 2021, avec une moyenne de $3,99 \text{ m.s}^{-1}$ (Figure III-6e). Les vents avaient une orientation principalement de secteur S. Les vitesses maximales ont été enregistrées le 19 septembre, atteignant $10,4 \text{ m.s}^{-1}$. Sur la période de mesure, les H_s ont été variables aussi bien temporellement que spatialement. Elles étaient plus faibles au niveau du front du récif (moyenne $0,14 \text{ m}$) qu'au niveau du bas de plage (moyenne $0,17 \text{ m}$). Cependant, elles ont suivi des tendances similaires, corrélées avec les vitesses du vent. Ainsi, elles ont tendance à augmenter progressivement du 9 au 12 septembre, pour atteindre un maximum de $0,50 \text{ m}$ au niveau du bas de plage et $0,46 \text{ m}$ au niveau du front du récif. Après ce pic, les H_s des vagues ont diminuées et sont restées relativement faibles ($0,10 \text{ m}$) jusqu'au 19 septembre où, sous l'influence du renforcement des vents, l'agitation est redevenue modérée ($H_s = 0,4 \text{ m}$ pour le capteur du bas de plage). Cette agitation a diminué progressivement jusqu'à la fin de la campagne en relation avec l'affaiblissement des vents (Figure III-6g). Sur l'ensemble de la période de mesure, les vagues observées ont principalement été des

houles (T_p comprises entre 12 et 19 s) probablement générées par les dépressions de la zone tempérée australe et remontant par le canal du Mozambique. Lorsque les vents se sont renforcés, des vagues de plus courtes périodes (4 à 7 s), caractéristiques des vagues de mer de vent, ont également été enregistrées (Figure III-6h). Ainsi, l'agitation apparaît être la plus forte lorsque les vents sont orientés vers les secteurs ouest et sud-ouest.

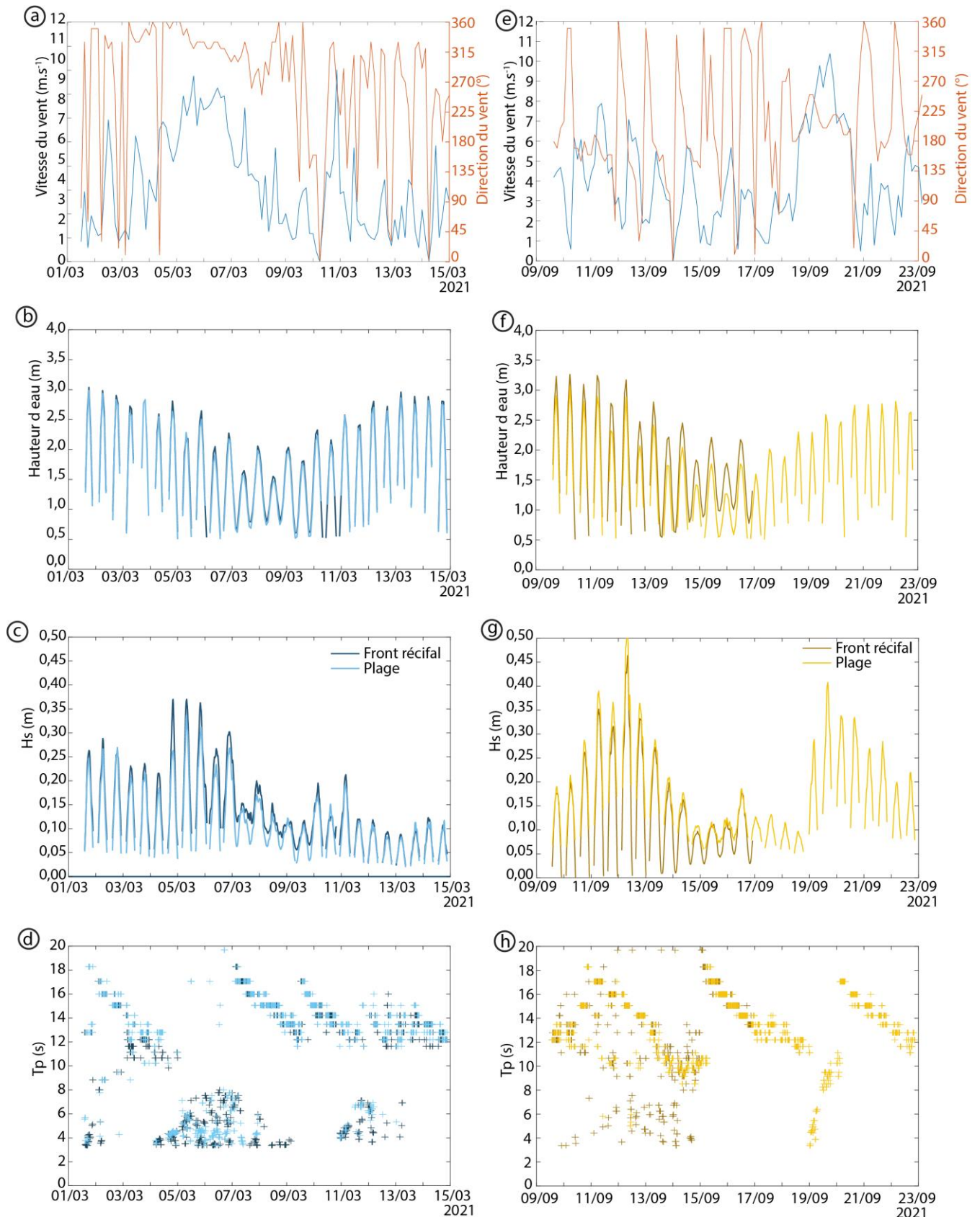


Figure III-6 : Synthèse des conditions hydrodynamiques représentatives des conditions modales sur le platier de Mtsamboro, en saison humide (de a à d) et en saison sèche (de e à h), (a) et (e) vitesse et direction des vents, (b) et (f) hauteur d'eau, (c) et (g) hauteurs significatives, et (d) et (h) période pics. Les couleurs foncées indiquent les capteurs situés au niveau du front récifal tandis que les couleurs plus claires correspondent aux capteurs de bas de plage. Les données de vents sont issues de la station Météo-France de Pamandzi.

III.2.1.4 Caractéristiques sédimentaires de la zone intertidale de Mtsamboro

Les campagnes hydrodynamiques ont été couplées avec des prélèvements sédimentaires le long des profils topographiques (8 par profil, Figure III-4), dans le but d'appréhender les variations spatiales et temporelles des dépôts sédimentaires. Parallèlement, quatre pièges à sédiments de type *STT* ont été déployés durant deux semaines, conformément au protocole décrit dans la partie II.2.3. Analyse sédimentologique. Ce dispositif a permis d'obtenir une série continue des sédiments transportés par la masse d'eau lors d'une période donnée.

III.2.1.5 Saison humide - Mars 2021

Lors de la campagne de prélèvement sédimentaire effectué en mars 2021, la granulométrie des sédiments a varié en fonction des sites d'échantillonnage (Figure III-18a). Les sédiments composant le front récifal étaient majoritairement de la taille des sables (entre 55 et 78 %) avec une fraction significative de gravier (entre 41 et 12 %). Sur le platier, les graviers sont la fraction dominante la répartition sédimentaire (jusqu'à 60 %) bien que des sédiments fins (silts et argiles) soient également observés dans des proportions plus faibles (jusqu'à 22 %). La D.A.R. a été caractérisée par des échantillons majoritairement composés de sédiments très fins (entre 40 et 85 %) et une absence de grains de la taille des graviers. Au niveau de la plage, les sédiments étaient constitués de sables fins (D_{50} entre 0,15 et 0,30 mm) avec une fraction minimale de silts (entre 5 et 8 %) surtout en haut de plage.

L'étude de la proportion de CaCO_3 , marqueur de l'origine bioclastique des échantillons, a également révélé une hétérogénéité le long du littoral (Figure III-18b). À proximité du front récifal, les taux de CaCO_3 représentaient entre 80 et 90 % des sédiments. Ensuite, un gradient décroissant du front récifal vers le platier interne a été observé. La proportion de CaCO_3 dans les sédiments a diminué progressivement, passant de 70 à 45 %. La D.A.R. a enregistré les taux les plus faibles de sédiment bioclastique, inférieurs à 40 % au centre et au nord et à 20 % au sud. Au niveau de la plage, la teneur en CaCO_3 augmente à nouveau légèrement pour atteindre entre 40 et 50 %.

L'analyse des sédiments récoltés par les pièges à sédiments appuie cette répartition granulométrique et bioclastique. Une plus grande proportion de sédiments fins a été retrouvée dans les pièges les plus proches de la côte par rapport à ceux plus au large (81 % au niveau de la D.A.R. contre 64 % au niveau du front du récif). Le piège à sédiments positionné au niveau du récif frangeant est composé d'une plus grande proportion de sédiments bioclastiques (42 %) que le piège localisé dans la D.A.R. (21 %).

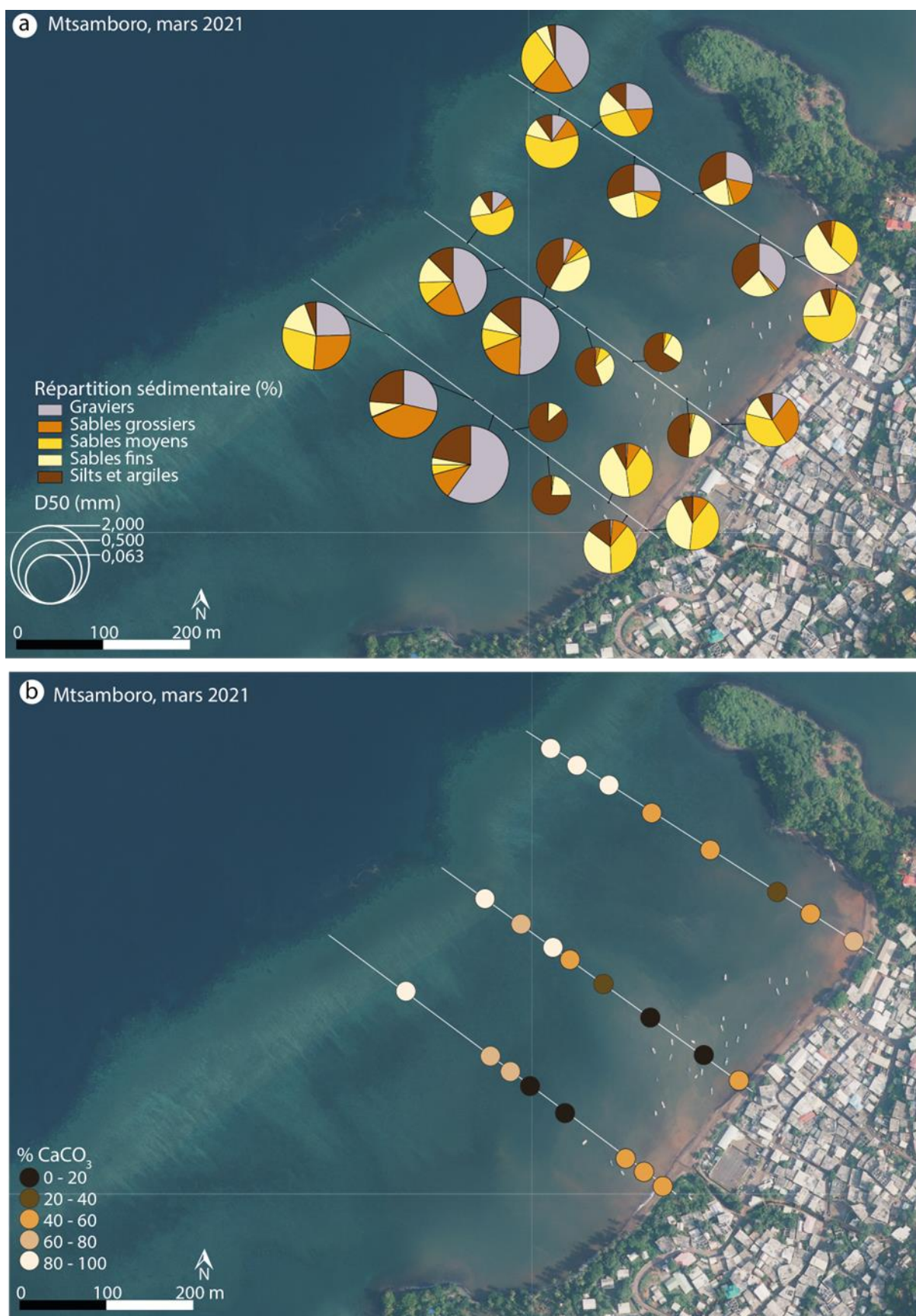


Figure III-7 : (a) Caractérisation granulométrique et diamètre médian (D50) et (b) taux (%) de sédiments carbonatés obtenus pour chaque échantillon de Mtsamboro en mars 2021. Pour rappel, le profil P100 est au Sud, P200 au centre et P300 au nord. (Fond de carte orthophotographie 2020)

III.2.1.6 Saison sèche - Septembre 2021

En septembre 2021, la granulométrie des sédiments prélevés sur l'estran de Mtsamboro présentait également une hétérogénéité (Figure III-8a). Les sédiments du platier récifal étaient principalement constitués de grains de la taille des sables (entre 68 et 100 %) mais une proportion significative de gravier, atteignant 32 %, était également présente. Ces graviers devenaient même majoritaires sur le platier à proximité de la D.A.R. (jusqu'à 56 %). Les sédiments fins étaient quasi absents (entre 0 et 0,40 %) au niveau du front récifal, tandis qu'ils représentaient 25 % des sédiments au niveau de la D.A.R. En ce qui concerne la plage, elle était principalement composée de sable (entre 80 et 61 %), avec un D_{50} compris entre 0,15 et 0,30 mm.

De même que pour la granulométrie, la teneur en CaCO_3 des échantillons a été variable en fonction des sites de prélèvement (Figure III-8b). Les sédiments avec des taux de CaCO_3 les plus élevés se trouvaient sur le platier à proximité du front récifal (entre 85 et 95 %). En se dirigeant vers le platier interne, la proportion de CaCO_3 dans les sédiments diminuait, se situant entre 60 et 80 %. Les taux les plus faibles de CaCO_3 étaient observés dans la D.A.R., avec des valeurs inférieures à 40 % et parfois représentant moins de 20 % (minimum de 8 % au niveau du profil Sud). Au niveau de la plage, la teneur en CaCO_3 augmentait à nouveau, atteignant environ 50 à 60 % de CaCO_3 .

Les sédiments récupérés par les pièges à sédiments présentaient une composition dominée par les particules fines, avec un D_{50} de 0,06 et 0,08 mm. Il convient de noter que deux pièges à sédiments (P2 et P4) ont été vandalisés lors de cette campagne, les données de ces pièges sont donc absentes. Le piège situé le plus au large, près du front récifal, était principalement composé de sédiments bioclastiques (55 %), tandis que le piège situé dans la D.A.R. ne contenait que 22 % de sédiments bioclastiques.

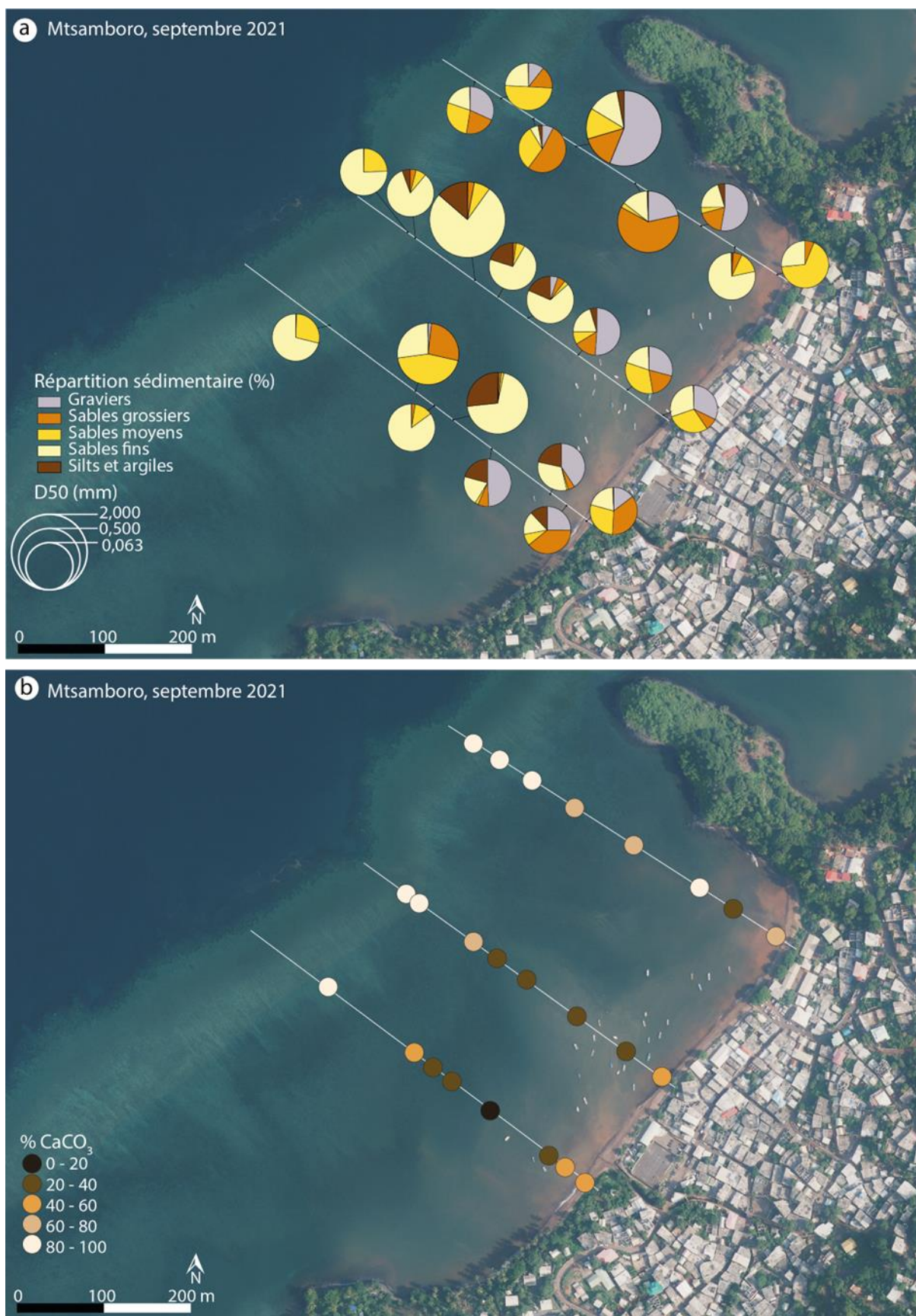


Figure III-8 : (a) Caractérisation granulométrique et diamètre médian (D50) et (b) taux (%) de sédiments carbonatés obtenus pour chaque échantillon de Mtsamboro en septembre 2021. Pour rappel, le P100 est au sud, P200 au centre et P300 au nord. Fond de carte orthophotographie 2020.

III.2.1.7 Discussion de la morphodynamique de la plage de Mtsamboro

La campagne hydrosédimentaire réalisée en saison sèche a mis en évidence une plus grande énergie des vagues sur le platier et en bas de plage que celle réalisée en saison humide. En saison sèche, les vagues étaient un mélange de houles au large et de vagues de mer de vent formées localement. L'intensité et la direction des vents en saison sèche semblent également permettre la transformation et la reformation des vagues sur le platier. Cette transformation des vagues peut induire une plus grande énergie des vagues en bas de plage par rapport au front récifal. En revanche, en saison humide, la plus faible intensité des vents ne semble pas permettre cette reformation de l'énergie des vagues sur le platier. Ainsi, il apparaît que les conditions d'agitation en bas de plage soient plus importantes en saison sèche qu'en saison humide.

Cette différence saisonnière dans les conditions d'agitation semble être confirmée par l'analyse des paramètres sédimentaires (granulométrie et composition des sédiments). Cette étude révèle la présence d'une minorité de sédiments fins terrigène au niveau du front récifal aussi bien en saison sèche qu'en saison humide, suggérant des conditions énergétiques relativement agitées ne permettant pas le dépôt de sédiments fins terrigènes. Sur le platier, à mesure que l'on s'éloigne du front récifal, la sédimentation fine d'origine terrestre devient plus importante. Cette fine couche de sédiments, d'une épaisseur de quelques millimètres à un centimètre, est légèrement plus épaisse pendant la saison humide que pendant la saison sèche, pouvant traduire des conditions relativement plus calmes pendant la saison humide ainsi que des apports sédimentaires terrigènes plus importants, ce qui est cohérent avec les données hydrodynamiques enregistrées. Au niveau de la D.A.R., les sédiments sont principalement composés de particules très fines d'origine terrigène. Cette sédimentation terrigène indique des conditions hydrodynamiques calmes et influencées par l'apport sédimentaire des rivières.

Cette évolution saisonnière suggère que les sédiments peuvent être redistribués par les écoulements fluviaux pendant la saison humide, entraînant un déplacement des sédiments du haut de plage vers le bas de plage. À l'inverse, pendant la saison sèche, les conditions hydrodynamiques semblent propices à la remontée d'une partie de ces sédiments vers le haut de plage. Ainsi, le site de Mtsamboro semble être influencé à la fois par les conditions hydrodynamiques lagunaires et les apports hydro-sédimentaires terrestres. Situé au nord-ouest de l'île, il reçoit les apports d'un des plus grands bassins versants de Mayotte (19 ha) (Jeanson *et al.*, 2021b). En dehors des embouchures, pendant la saison humide, les sédiments terrestres transportés combinés aux conditions hydrodynamiques variables, tantôt calmes, tantôt agitées en fonction des vents favorisent le dépôt de sédiments fins dans la D.A.R. et sur le platier lors des périodes calmes, contribuant ainsi à l'accumulation de sédiments. En saison sèche, lorsque les conditions hydrodynamiques deviennent plus agitées, ces sédiments sont remis en suspension et peuvent être redistribués vers le large ou remontés vers le haut de plage (Figure III-9).

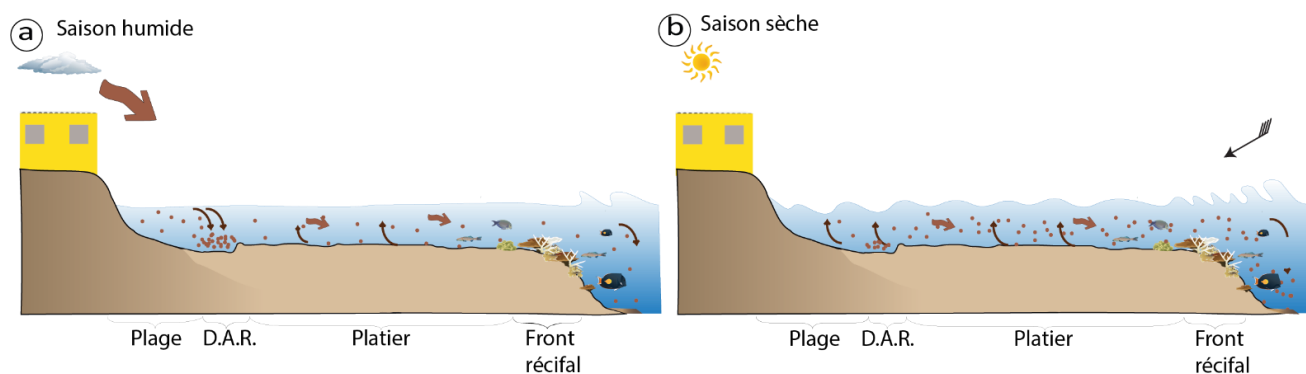


Figure III-9 : Schéma synthétique du fonctionnement hydrosédimentaire du littoral de Mtsamboro en dehors des embouchures en fonction, (a) en saison humide et (b) en saison sèche. L'échelle verticale n'est pas respectée.

Il est également possible d'observer des variations entre les saisons (Figure III-5). Par exemple, lors de la saison humide 2020-2021, un dépôt sédimentaire plus important d'environ 50 cm a été observé en bas de plage au niveau du profil sud (P100), tandis que le profil central a connu une perte sédimentaire d'environ 30 cm au niveau de la rupture de pente, par rapport aux autres profils de cette étude. Ces variations peuvent s'expliquer par des variations dans les apports de sédiments terrigènes ainsi que par des changements dans l'orientation des vents dominants. Contrairement aux saisons humides étudiées, la saison 2020-2021 a connu des précipitations proportionnellement plus abondantes (Météo France, 2021), ce qui a favorisé une redistribution des sédiments par les rivières proches des profils de plage.

III.2.2 Site expérimental de Sakouli

Sur la côte est de l'île, un suivi topographique semestriel a été effectué depuis 2019 afin de comprendre la dynamique de cette plage. En addition, deux campagnes de mesures hydrosédimentaires ont été menées sur le platier de Sakouli. Elles ont été effectuées sur un cycle de marées vives-eaux mortes-eaux afin de caractériser les variations hydrosédimentaires de ce platier en conditions modales. La Figure III-10 présente la localisation des capteurs de pressions, du courantomètre et des profils topographiques. Les dates de ces campagnes sont indiquées dans le Tableau III-2.

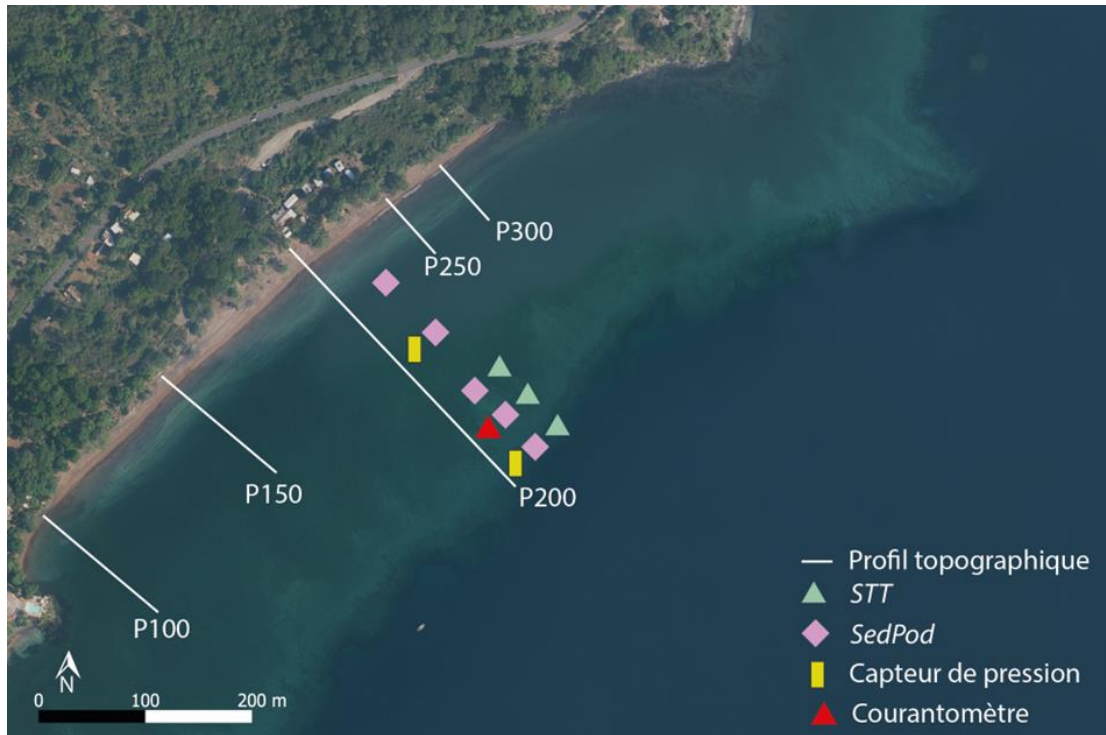


Figure III-10 : Localisation des profils topographiques, des capteurs de pression, du courantomètre et des pièges à sédiments sur la plage de Sakouli (fond de carte orthophotographie IGN 2020).

III.2.2.1 Suivi morphologique de la plage de Sakouli

Entre 2019 et 2023, des levés topographiques semestriels de la plage ont été réalisés, permettant une meilleure caractérisation de la dynamique morphologique de cette plage (Figure III-11).

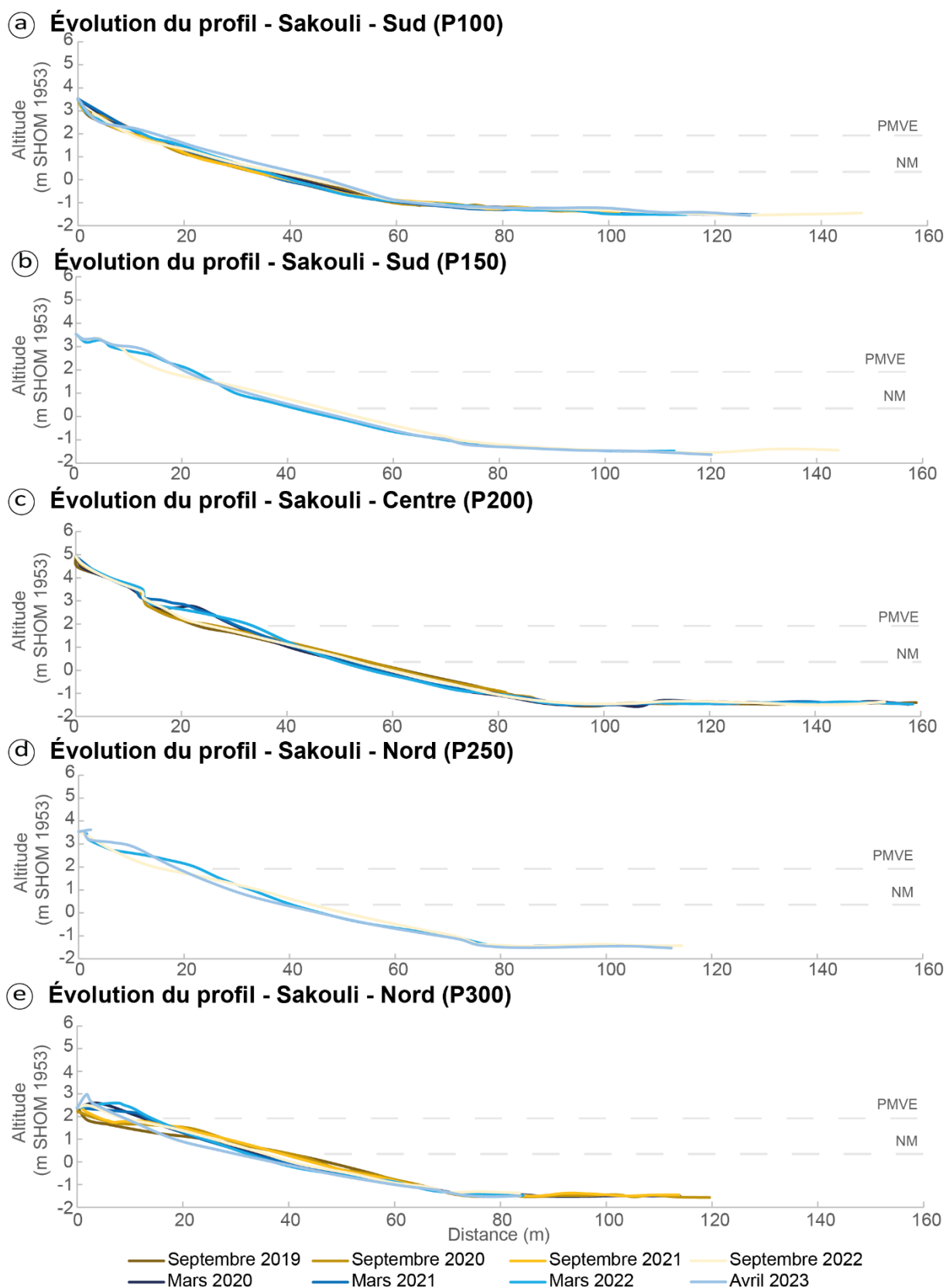


Figure III-11 : Profils topographiques de la plage de Sakouli (a) profil sud P100, (b) sud P150, (c) profil centre P200, (d) profil nord P250 et (e) profil nord P300. PMVE : Pleine Mer de Vive Eau, NM : Niveau Moyen.

Les profils levés en saison humide au niveau du profil situé au sud de la plage (P100) ont montré des altitudes légèrement plus faibles que ceux réalisés en saison sèche, à l'exception du profil d'avril 2023. Toutefois, ces variations restent modérées, avec une différence moyenne de $0,36 \pm 0,05$ m et une différence maximale de $0,47 \pm 0,05$ m. Ces variations modérées pourraient être liées à l'emplacement du profil, à proximité d'un champ de blocs rocheux (Figure III-12).

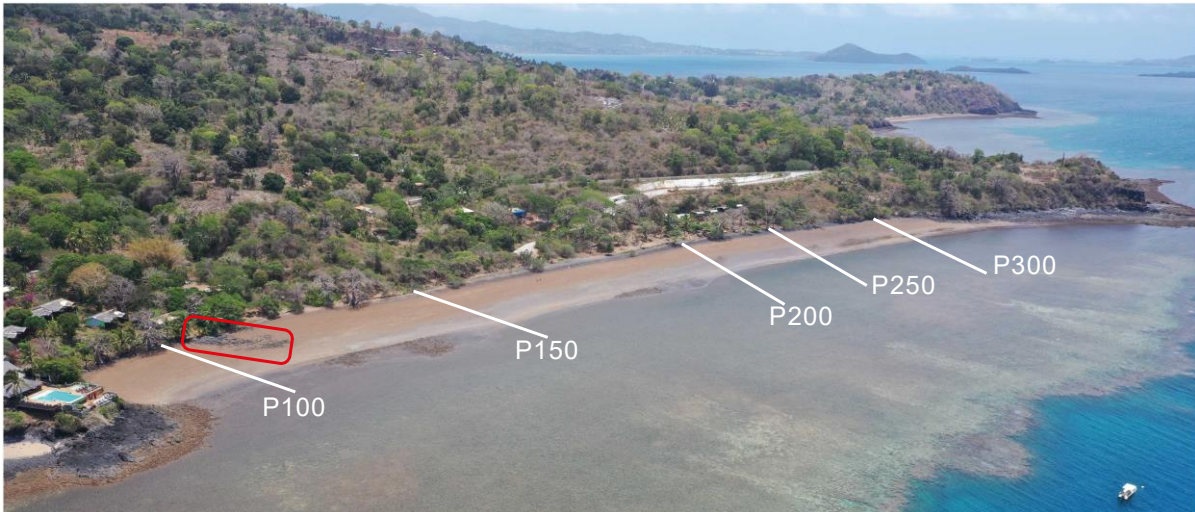


Figure III-12 : photographie aérienne de la plage de Sakouli vue du Sud, avec en noir la localisation des profils topographiques et en rouge le champ de roche bloquant une partie du transit sédimentaire (cliché Y. Mercky octobre 2022).

Au sud de la plage, des observations visuelles ont révélé que la quantité de sédiments recouvrant le champ rocheux était plus importante en fin de saison humide par rapport à celle en fin de saison sèche (Figure III-13). Ainsi, en mars 2022, un nouveau profil (P150) a été ajouté juste entre le champ rocheux et le profil central. Bien qu'il n'ait été suivi que pendant deux saisons humides et une saison sèche, ce profil semble présenter des variations d'altitude légèrement plus importantes que le profil sud initial. Pour ce profil P150, entre la saison humide et la saison sèche, la différence d'altitude maximale est de $-0,56 \pm 0,05$ m. Au niveau de la partie supérieure de la plage, les levés de saison humide présentent des altitudes plus élevées que celui réalisé en saison sèche. Cette tendance devra être confirmée à l'avenir en poursuivant les suivis semestriels de la plage. Le profil central (P200) présente des variations saisonnières marquées au niveau des pleines mers de vives eaux (PMVE). Pour ce profil, les levés effectués lors des saisons humides ont des altitudes plus élevées que les levés de saison sèche avec des différences d'altitude pouvant atteindre une valeur maximale de $+0,91 \pm 0,05$ m. Enfin, dans la partie nord de la plage (P250 et P300), les profils de saison humide présentent des altitudes plus importantes en haut de plage que ceux réalisés en saison sèche, avec une différence d'altitude maximale de $+0,94 \pm 0,05$ m.



Figure III-13 : photographies du sud de la plage de Sakouli en fin de saison sèche (a) et en fin de saison humide (b). Ainsi, il est possible d'observer un recouvrement d'une partie du champ de blocs rocheux en fin de saison sèche. Clichés S.Charroux

En examinant le bilan sédimentaire global de la plage de Sakouli, nous pouvons constater qu'il est pratiquement équilibré entre les saisons, avec une différence maximale de $-8,17 \pm 2 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ pour la saison humide 2022-2023 (Figure III-14). Cependant, une variation longitudinale saisonnière dans les différences de volume a été observée. Par exemple, dans le sud de la plage, un gain de sédiments a été observé en saison humide (par exemple de $+3,12 \pm 2 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ lors de la saison humide 2020-2021) et une perte de sédiments en saison sèche (par exemple, $-4,02 \pm 2 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ lors de la saison sèche 2021). En revanche, dans le nord de la plage, une perte de sédiments a été observée en saison humide et un gain en saison sèche. Par exemple, entre la saison humide 2020-2021 et la saison sèche 2021, le nord de la plage a connu des variations respectives de $-7,06 \pm 2 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ et $+8,62 \pm 2 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

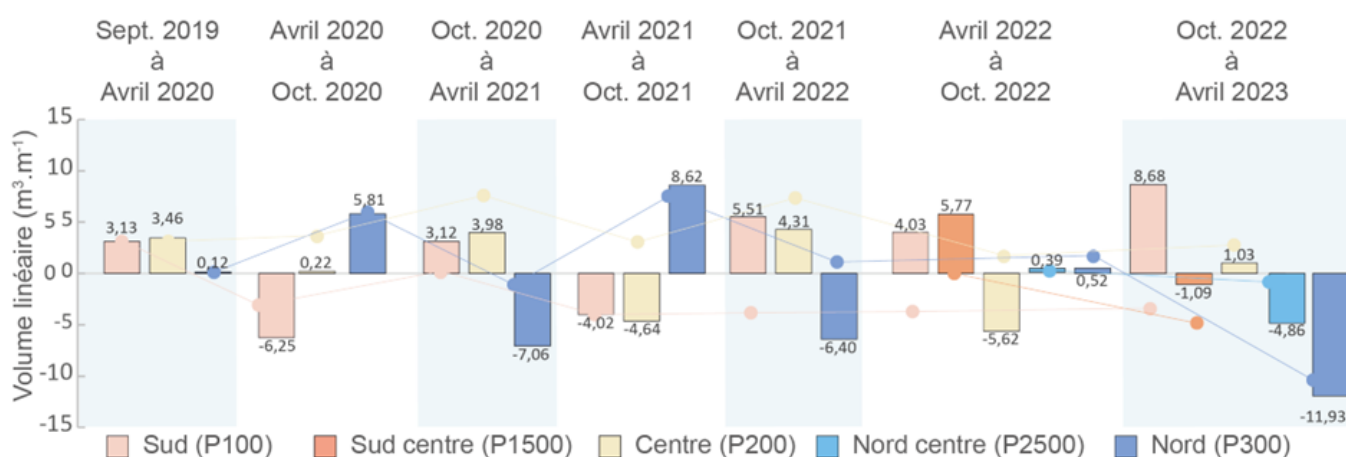


Figure III-14 : Évolution des volumes au fil des saisons sur la plage de Sakouli. La marge d'erreur est estimée à 2 m^3 par profil et le plancher de référence pour le calcul des volumes a été arbitrairement choisi à -3 m .

III.2.2.2 Synthèse des conditions hydrodynamiques en saison sèche à Sakouli

Les données utilisées pour la caractérisation des conditions hydrodynamiques de la saison sèche à Sakouli ont été collectées du 17 mai au 2 juin 2021. Pendant cette période, la vitesse moyenne des vents était de $4,63 \text{ m.s}^{-1}$. Au cours de la première moitié de la campagne et jusqu'au 27 mai, les vents étaient relativement forts, avec une vitesse moyenne de $5,87 \text{ m.s}^{-1}$, correspondant à un état de mer plutôt agité (Figure III-15a). Les vents étaient principalement de secteur sud. Ces vents ont généré des conditions agitées sur le platier de Sakouli, avec des H_s maximales le 22 mai d'une hauteur de $0,78 \text{ m}$ au niveau du bas de plage et $0,67 \text{ m}$ au niveau du front du récif. Après ce pic, les H_s ont progressivement diminué pour atteindre une moyenne de $0,15 \text{ m}$ et $0,13 \text{ m}$ respectivement pour le bas de plage et le front récifal (Figure III-15c). Tout au long de la période d'observation, les T_p étaient comprises entre 4 et 8 s, avec quelques pics sporadiques dépassant 8 s en particulier vers la fin de la campagne lorsque les vents se sont affaiblis. Cela montre l'influence significative des vents locaux sur les conditions d'agitation observées sur le platier de Sakouli pendant la saison sèche (Figure III-15). Les courants dans la colonne d'eau pendant la période d'observation sont présentés dans la Figure III-16, indiquant des vitesses moyennes relativement faibles sur le platier ($0,08 \text{ m.s}^{-1}$ en moyenne), avec une vitesse maximale enregistrée le matin du 28 mai à $0,43 \text{ m.s}^{-1}$. Les courants présentaient des orientations variables, avec une majorité d'orientation NE – E (48,6 %) et S (de SE à SO) (39,4 %) (Figure III-16).

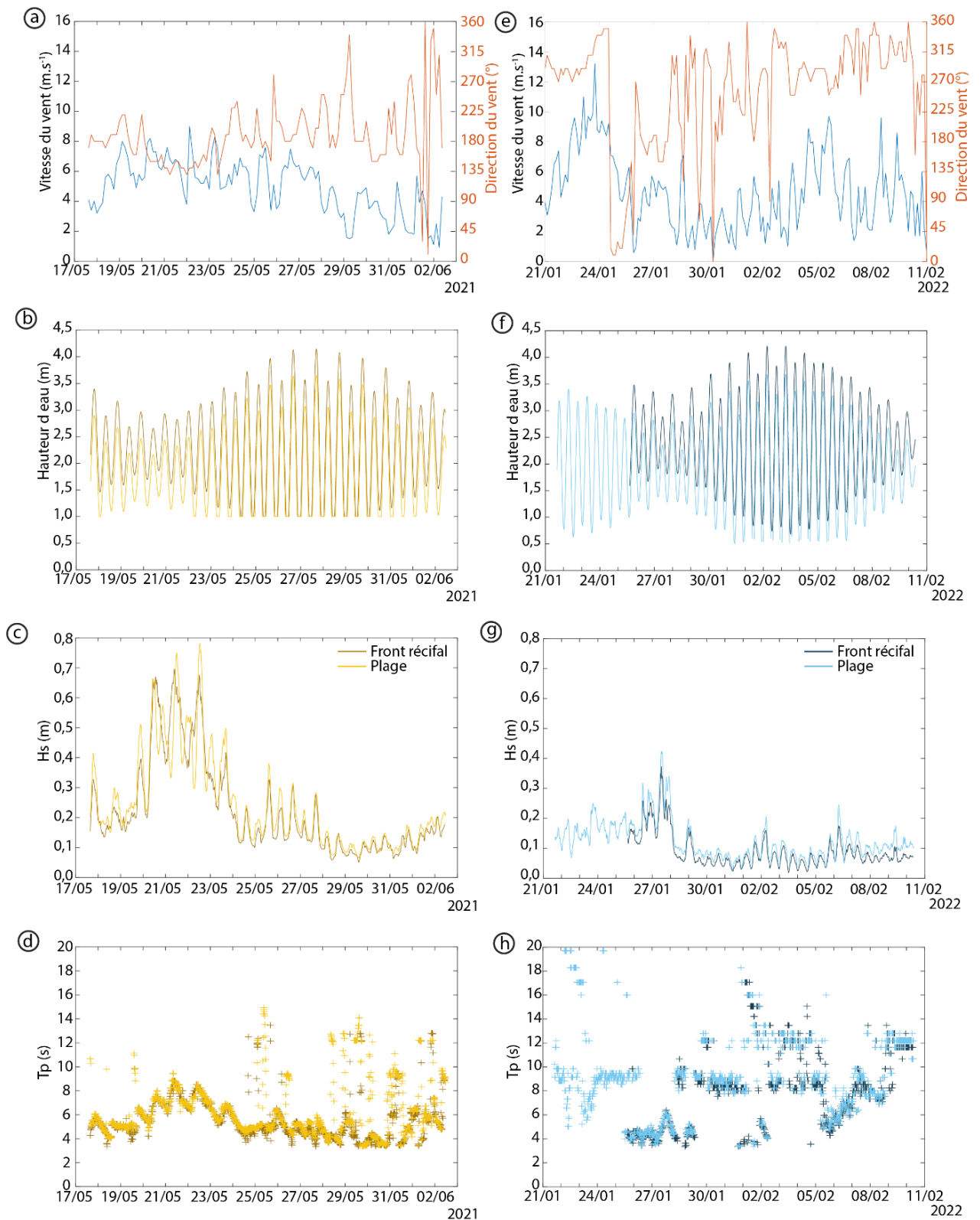


Figure III-15 : Synthèse des conditions hydrodynamiques représentatives des conditions modales sur le platier de Sakouli, en saison humide (de a à d) et en saison sèche (de e à h), (a) et (e) vitesse et direction des vents, (b) et (f) hauteur d'eau, (c) et (g) hauteurs significatives, et (d), et (h) période pics. Les données de vents ont été fournies par Météo-France Mayotte au niveau de la station de Pamandzi.

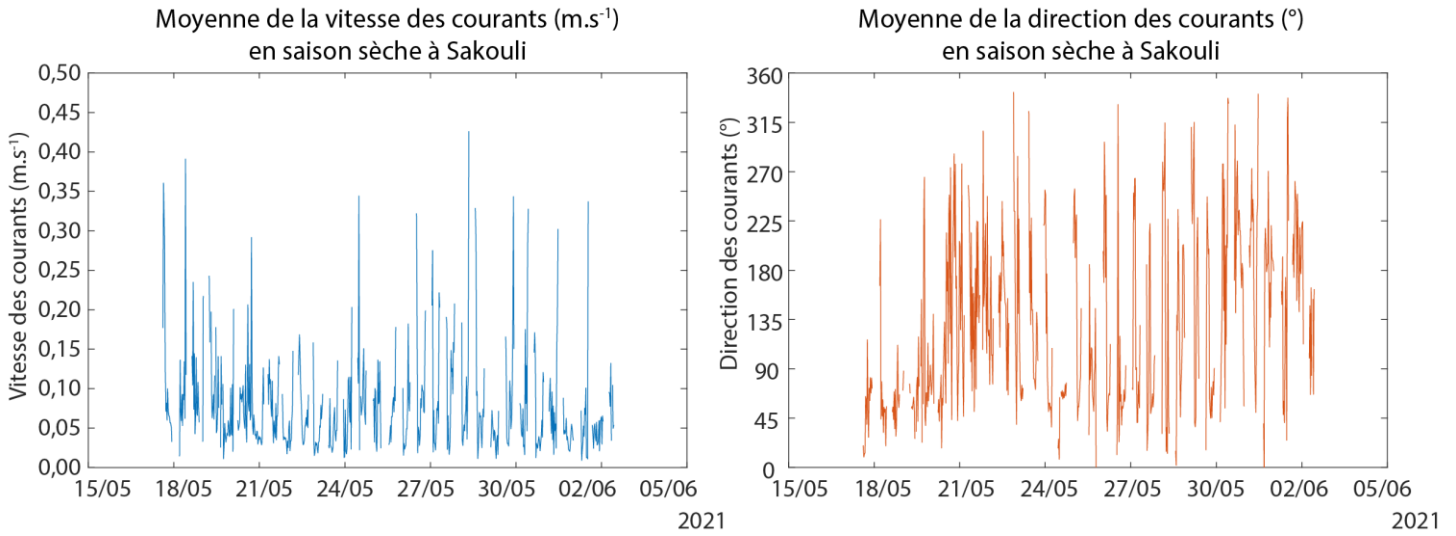


Figure III-16 : Direction et vitesse moyenne des courants (présenté allant vers le) sur toute la colonne d'eau à Sakouli en saison sèche.

III.2.2.3 Synthèse des conditions hydrodynamiques en saison humide à Sakouli

Afin de caractériser les conditions hydrodynamiques de temps calme lors de la saison humide, une campagne de mesure a eu lieu entre le 21 janvier et le 10 février 2022. À noter que le capteur situé au niveau du front du récif n'a pas fonctionné du début de la campagne de terrain (21 janvier) jusqu'au 25 janvier 2022. Sur la période de mesure, la vitesse moyenne des vents est de $4,63 \text{ m.s}^{-1}$, correspondant à un climat de temps calme. Cependant, des pics de vents plus intenses ont été observés le 23 janvier après-midi ($13,2 \text{ m.s}^{-1}$), le 5 février après midi ($9,7 \text{ m.s}^{-1}$) et le 8 février midi ($9,6 \text{ m.s}^{-1}$) (Figure III-15e). Les vents étaient principalement de secteur ouest à nord-ouest, avec une brève période de vents du sud entre le 27 et le 29 janvier 2022. Pendant la première moitié de la campagne (du 21 au 27 janvier) les vents ont montré une direction unidirectionnelle (NO) et leur vitesse a augmenté progressivement. Cette augmentation progressive des vents a conduit à une élévation des H_s , atteignant un maximum de $0,42 \text{ m}$ au niveau du capteur situé en bas de la plage et de $0,35 \text{ m}$ au niveau du capteur près du front récifal, le 27 janvier à midi. Les T_p associées à ces vagues étaient à la fois caractéristiques des houles australes ($8 - 12 \text{ s}$) et des vagues de mer de vent ($3 - 8 \text{ s}$) (particulièrement marquées du 25 au 28 janvier). Après cette augmentation des H_s , la diminution de la vitesse des vents a entraîné une diminution des H_s pour atteindre une valeur moyenne de $0,09 \text{ m}$ pour le capteur du bas de plage et $0,07 \text{ m}$ pour le capteur du front récifal. Les T_p associées étaient majoritairement caractéristiques des houles (périodes entre 8 et 16 s). La matinée du 6 janvier a été marquée par une augmentation notable des H_s atteignant $0,24 \text{ m}$ au niveau du capteur de bas de plage et $0,16 \text{ m}$ au niveau du front récifal. Cette augmentation des H_s s'est accompagnée d'une diminution des T_p indiquant une domination des vagues de mer de vent entre le 5 et le 7 février 2022 (valeurs comprises entre $5,6$ et $7,5 \text{ s}$) (Figure III-15h). La direction et la vitesse moyenne des courants dans la colonne d'eau lors de la campagne de mesure sont présentées dans la Figure III-17. Sur l'ensemble de la période, les courants sur le platier de Sakouli étaient relativement

faibles ($0,08 \text{ m.s}^{-1}$ en moyenne), avec une vitesse maximale enregistrée dans la soirée du 22 janvier à $0,45 \text{ m.s}^{-1}$. Les courants présentait des orientations variables pendant toute la période de mesure, à l'exception de la période du 24 au 27 janvier où ils étaient dirigés vers l'ouest. Il est possible que cette unidirectionnalité des courants soit liée aux vents modérés qui ont été majoritairement vers l'ouest pendant cette période. (Figure III-15e).

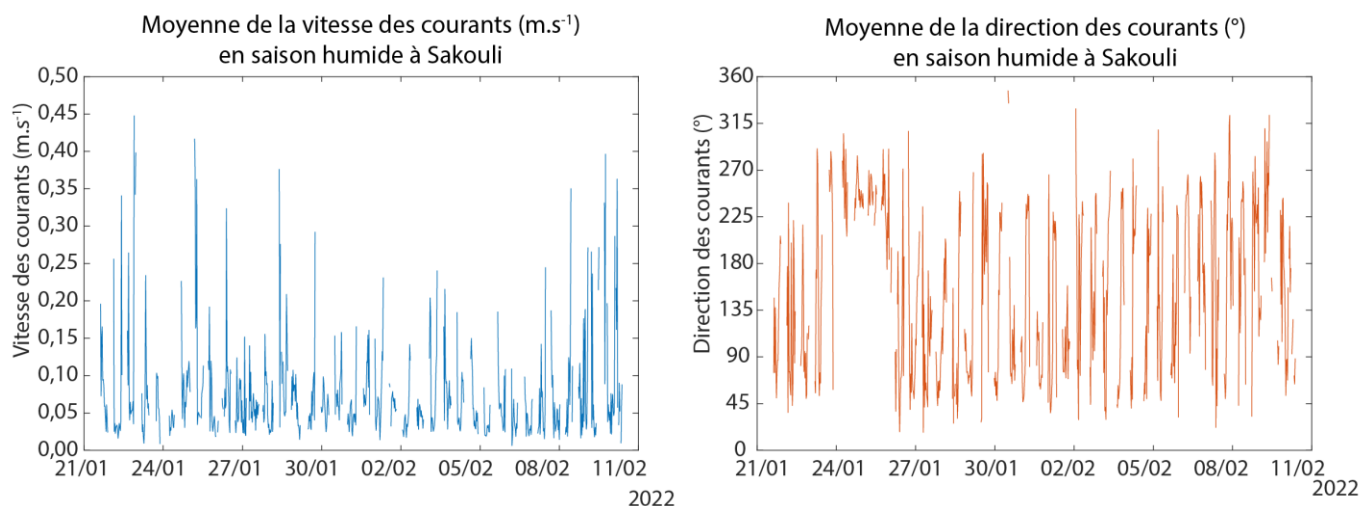


Figure III-17 : Direction et vitesse moyenne des courants (présenté allant vers le) sur toute la colonne d'eau à Sakouli en saison humide.

III.2.2.4 Caractéristique sédimentaire de la zone intertidale

III.2.2.4.1 Distributions granulométriques

En mai 2021, une campagne de prélèvement sédimentaire a été réalisée sur l'estran de Sakouli pour déterminer les caractéristiques sédimentaires de ce site (Figure III-18). Les résultats indiquent un gradient granulométrique décroissant depuis le front du récif (D_{50} moyen $1,77 \text{ mm}$) jusqu'au bas de la plage (D_{50} moyen $0,79 \text{ mm}$). Au niveau du front récifal, les sédiments étaient majoritairement de la taille des graviers, représentant entre 41 et 76 % en fonction de la localisation et ils présentent une origine bioclastique majoritaire, avec une teneur en CaCO_3 supérieure à 60 % (Figure III-18b). Au niveau de la D.A.R., les grains étaient principalement de la taille de sables fins et seulement environ 20 % d'entre eux sont d'origine bioclastique. En haut de plage, les sédiments étaient majoritairement composés de sables (85 %) avec une faible proportion de sédiments carbonatés (moins de 1 %). En revanche, au bas de la plage, les sédiments étaient légèrement plus grossiers (D_{50} : $0,03 \text{ mm}$) et contenaient environ 33 % de sédiments carbonatés.

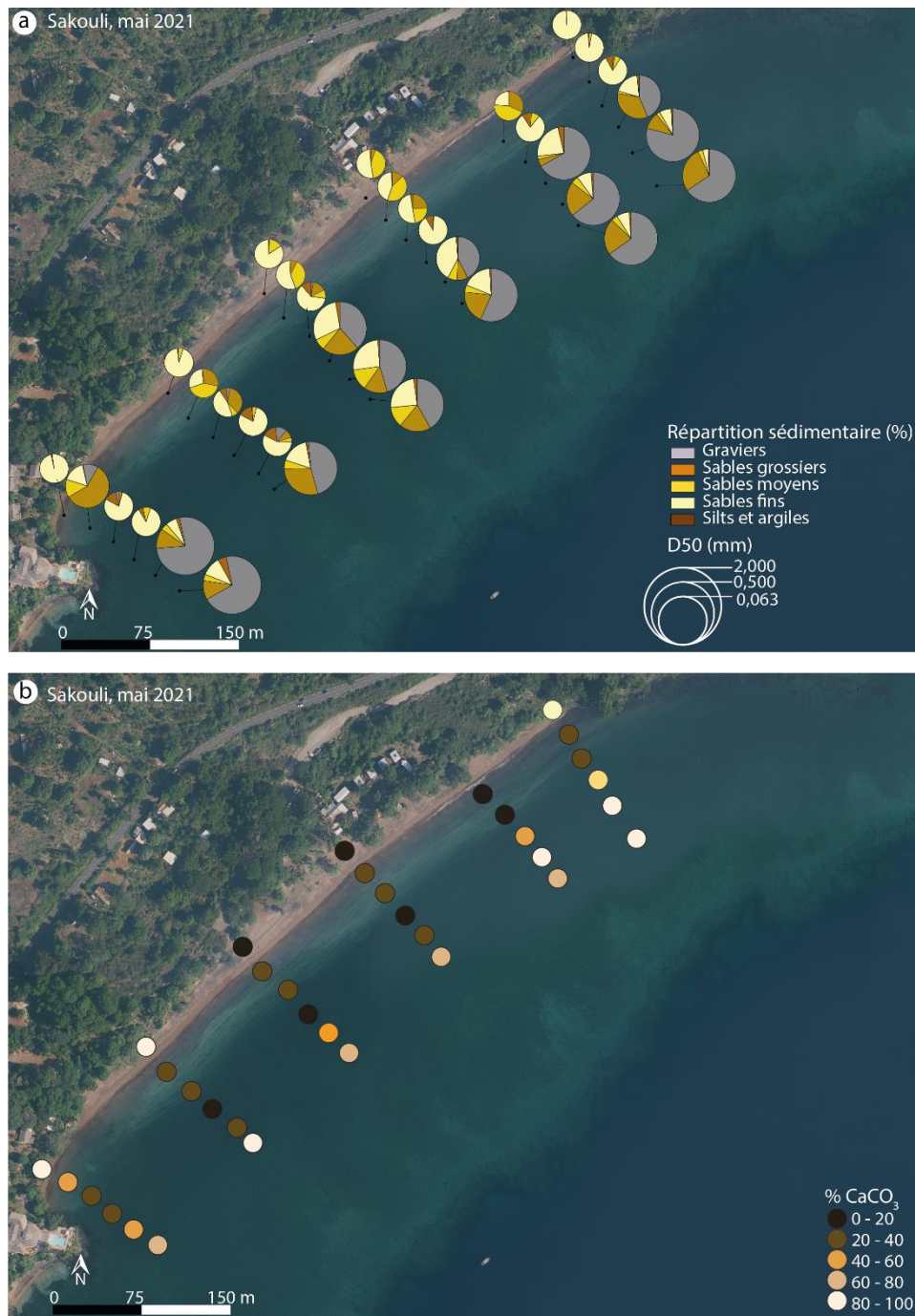


Figure III-18 (a) Caractérisation granulométrique et diamètre médian (D50) et (b) taux (%) de sédiments carbonatés obtenus pour chaque échantillon de Sakouli en mai 2021. Fond de carte Orthophotographie IGN 2020

Lors des campagnes hydrodynamiques, des pièges à sédiments ont également été déployés afin d'observer le taux de matière en suspension global (*STT*) et le taux d'accumulation (*sedpods*) sur l'ensemble de la campagne de mesure (méthode présentée dans la partie II.2.3. Analyse sédimentologique). La méthode de prélèvement, qui se limitait aux particules fines, ainsi que la quantité de sédiments collectés très variables (entre 1,20 g et 174 g) n'ont pas permis de réaliser une analyse granulométrique détaillée des échantillons. Néanmoins, une étude qualitative a été réalisée. Pour une même localisation, le taux d'accumulation brute (*STT*) était supérieur au taux d'accumulation nette

(*sedpod*). Les *STT* enregistrent l'ensemble des sédiments présents dans la colonne d'eau pendant toute la période de mesure. En revanche, les *sedpod* sont ouverts, ce qui permet la remise en suspension des sédiments, enregistrant ainsi uniquement le taux de dépôt sur une surface donnée pendant la période d'étude. La zone centrale du platier est la zone ayant présenté le transit sédimentaire le plus élevé (174,23 g par rapport à 145,34 g à mi platier) (Tableau III-3), d'après notre instrumentation du site. L'accumulation nette la plus élevée a été observée au niveau de la crête du récif (64,05 g) tandis que les valeurs les plus faibles ont été enregistrées au niveau de l'ADCP (1,20 g) et de la D.A.R. (7,47 g). Cette différence entre le taux d'accumulation brute et nette semble indiquer une forte remise en suspension des sédiments sur le platier dès lors qu'il y a une agitation.

Tableau III-3 : Tableau récapitulatif des sédiments récoltés avec les pièges à sédiments à Sakouli

Localisation	Type de piège	Poids récoltés en saison sèche (g)	Poids récoltés en saison humide (g)
Crête de récif	<i>STT 1</i>	153,75	4,72
	<i>Sedpod 1</i>	64,05	0,22
ADCP	<i>STT 2</i>	174,23	2,09
	<i>Sedpod 2</i>	1,20	1,82
Mi platier	<i>STT 3</i>	145,34	2,91
	<i>Sedpod 3</i>	31,2	11,78
D.A.R.	<i>Sedpod 4</i>	7,47	0,37
Bas de plage	<i>Sedpod 5</i>	24,45	8,32

III.2.2.4.2 Analyse des tendances de la taille des grains

Les paramètres granulométriques ont été cartographiés sur une grille régulière afin d'évaluer la distribution spatiale des sédiments sur le platier (comme expliqué dans la partie II.2.3.2.3. Schéma global de circulation des sédiments — Modèle de Gao et Collins). Les vecteurs combinés CB+/FB- sont majoritairement orientés du front du récif vers la côte (Figure III-19). Le transport sédimentaire présente des tendances vectorielles convergentes vers la plage. Sur le platier, les vecteurs de transport sédimentaires sont principalement orientés NNO tandis que dans la partie sud du platier, le sens du transport semble se diriger majoritairement vers l'O. Sur la plage, le transport est principalement orienté vers le nord. Dans le cas FB- (Figure III-19b) trois cellules de transport sont observées. La première est située dans la partie nord de la plage et se caractérise par un transport du large vers la côte. Les deux cellules de transports suivantes sont toutes les deux orientées de la plage vers le large, l'une est située au nord de la zone d'étude, tandis que l'autre est au sud. En ce qui concerne le cas de CB+ seul (Figure III-19c) un modèle bien défini de tendance de transport vers la plage est observé, avec deux cellules. Une cellule se trouve à l'extrémité sud, produisant un transport vers le sud, tandis que la deuxième cellule montre un transit principalement vers le centre de la plage. En utilisant l'opération « XOR », une

distribution spatiale presque équilibrée des tendances a été obtenue, avec 56 % des cas de CB+ et 40 % de cas FB- (les 4 % restant ne pouvant être attribués à l'un ou l'autre cas, n'ont pas été pris en compte) (Figure III-19d). Les tendances de transport CB+ étaient prédominantes au niveau de la plage et dirigé vers le nord, tandis que les tendances FB- dominaient sur le platier et étaient associées à une direction de transport vers la plage.

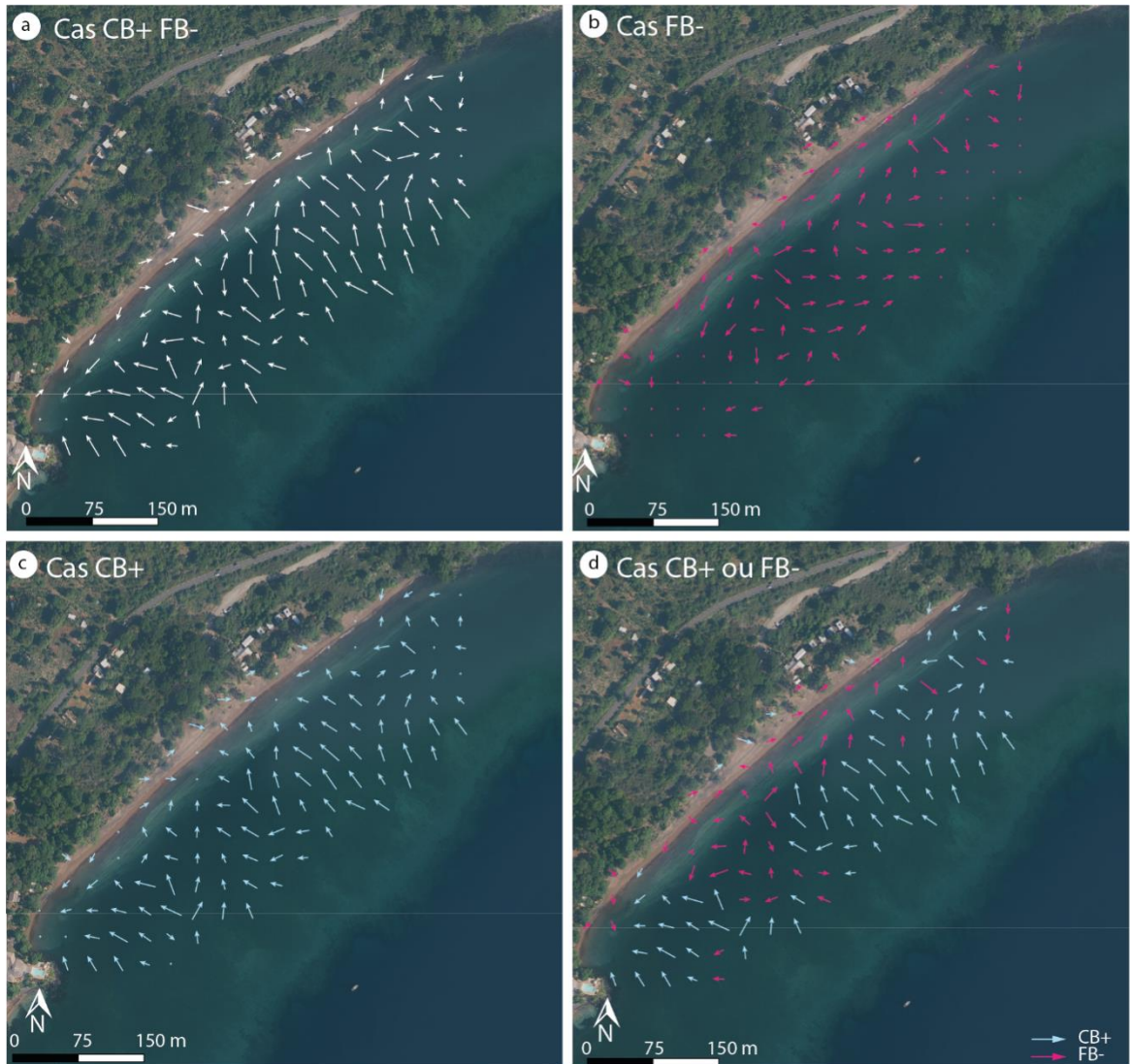


Figure III-19 : différents cas de combinaison (ou non) des tendances vectorielles FB- et CB+ sont représentés : (a) cas de transport CB+ et FB- combinés ; (b) FB- seul ; (c) cas de transport CB+ seul ; (d) opération OR exclusive sur les cas de transport CB+ et FB-. La longueur du vecteur correspond au niveau de confiance attribué à la direction du transport (plus le vecteur est long, plus le niveau de confiance est élevé). Fond de carte orthophotographie IGN 2020

III.2.2.5 Discussion de la morphodynamique de la plage de Sakouli

Les résultats des mesures hydrodynamiques et des analyses granulométriques menées sur le platier et la plage de Sakouli suggèrent que les mouvements de sédiments ont été influencés à la fois par l'énergie des vagues et la morphologie du récif. Tant en saison sèche qu'en saison humide, nous avons

observé une transformation et une reformation des vagues entre le front récifal et le bas de plage. Nous avons également mis en évidence une énergie des vagues en bas de plage plus importante en saison sèche qu'en saison humide. Bien que des vagues de mer de vent et des houles aient été enregistrées sur le platier et en bas de plage pendant la saison humide, la majorité des vagues enregistrées en saison sèche correspondent à des vagues de mer de vent. Ainsi, sur notre période d'étude, une plus grande énergie de vague a atteint le bas de plage en saison sèche. Cette énergie plus élevée suggère qu'un transport sédimentaire plus important peut se produire à cette période par rapport à la saison humide. Cette observation est confirmée par l'étude qualitative des pièges à sédiments déployés sur le platier. Par conséquent, nous avons décidé de développer un modèle de transport sédimentaire spécifique en saison sèche. Ce modèle a révélé deux tendances de transport sédimentaire. Tout d'abord, sur le platier, un transport de type CB+ du front récifal vers le bas de plage sur le platier, puis un transport de type FB- du bas de plage vers la rupture de pente et la plage. Selon Cordier *et al.*, (2012), les tendances FB- dans un environnement récifal sont associées à un transport de plus faible énergie, tandis que les processus CB+ correspondent à un transport de plus haute énergie. À Mayotte, entre le front récifal et le bas de plage, le transport sédimentaire serait associé à une plus forte énergie tandis qu'en bas de plage, le transport sédimentaire correspondrait à un transport de plus faible énergie. Ce modèle confirme également l'hypothèse selon laquelle les récifs peuvent agir comme des zones de dépôt et de transport sédimentaires, les sédiments pouvant être remobilisés et transportés sur la plage ou en dehors du récif en fonction des conditions hydrodynamiques (Gourlay and Colleter, 2005; Cordier *et al.*, 2012).

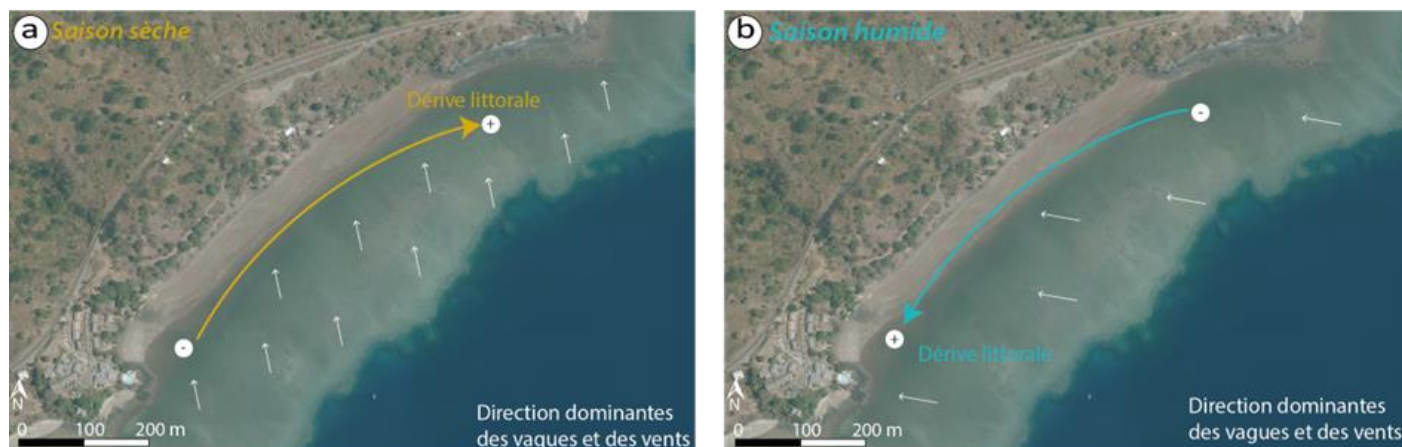


Figure III-20 : Schéma synthétique du fonctionnement morphodynamique de la plage de Sakouli en (a) saison sèche et (b) saison humide (fond de carte orthophotographie IGN 2013).

Les variations morphologiques de la plage apparaissent être influencées par les caractéristiques des courants et des vagues. Pendant la saison humide, les courants principalement orientés du nord-est semblent favoriser l'accumulation de sédiments dans la partie sud de la plage (P100 et P150), tandis que la partie nord (P250 et P300) tend à perdre des sédiments. À l'inverse, lors de la saison sèche, les courants s'intensifient et prennent une orientation sud-ouest/nord-est, entraînant un

déplacement inverse des sédiments avec un gain de sédiment dans la partie nord et une perte dans la partie sud, suggérant une forte influence de la dérive littorale saisonnière sur le littoral de Sakouli (Figure III-20).

Cette dérive littorale, et les mouvements sédimentaires associés provoquent également des variations transversales. En saison sèche, le profil au nord de la plage tend à gagner des sédiments induisant un profil convexe, tandis que le sud de la plage en perd, favorisant un profil concave. À l'inverse, en saison humide, la dérive littorale permet un déplacement sédimentaire du nord vers le sud, induisant un profil concave au nord et convexe au sud. Ces variations sont particulièrement visibles sur le profil nord (Figure III-21) où le transit sédimentaire n'est pas entravé par la présence de blocs rocheux, contrairement au profil sud. Il est important de noter cependant que ces tendances ont également été observées sur le profil P150 établi en mars 2022 mais elles doivent être interprétées avec plus de prudence en raison du manque de données disponibles sur une période plus longue.

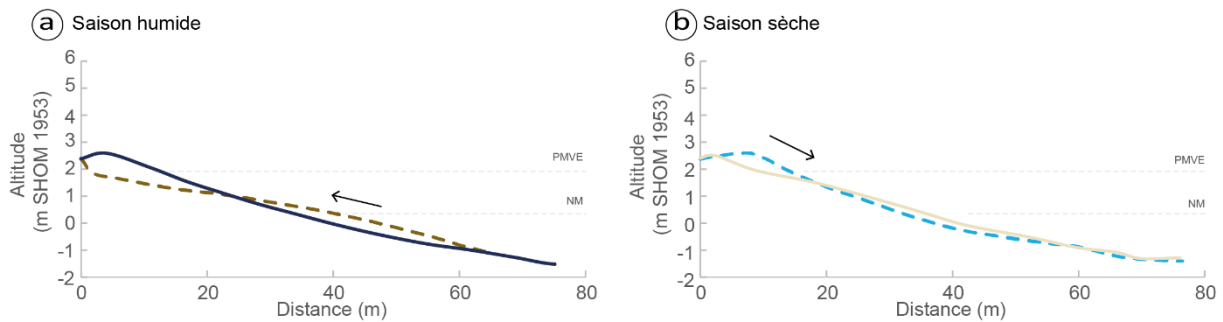


Figure III-21 : Séquences de profils de plage pour la partie nord (P300) de la plage de Sakouli : (a) en saison humide (septembre 2019 et mars 2020) et (b) en saison sèche (mars 2022 et septembre 2022). Sur chacun des diagrammes, le profil de la plage au début de la période est en ligne pointillée et la ligne continue représente la fin de la période.

Ainsi, la dynamique saisonnière présente des variations marquées. Il est également possible d'observer des variations intersaisonnières significatives (Figure III-11). Ces variations sont particulièrement remarquables au niveau du profil nord (P300) où le profil de la saison humide 2022-2023 a montré une élévation inférieure d'environ 40 cm par rapport aux saisons humides précédentes. Cette diminution de l'altitude du profil nord peut être attribuée à des vents plus intenses, avec une vitesse moyenne de $3,52 \text{ m.s}^{-1}$, comparativement à des moyennes inférieures à $3,30 \text{ m.s}^{-1}$ les années précédentes. Au cours de cette saison, les vents ont principalement soufflé du nord-est (25 %), tandis que les années précédentes, les vents étaient majoritairement orientés vers le nord et le nord-ouest (Figure III-1). Ces variations intersaisonnières ont été également observées pendant la saison sèche. Toujours au niveau du profil nord (P300), le profil de la saison sèche 2019 a présenté une élévation inférieure d'environ 30 cm par rapport aux profils des autres saisons. Cette différence peut s'expliquer par une plus grande proportion de vents provenant du SO par rapport aux saisons sèches ultérieures. Étant donné que la plage est orientée NE-SO, les vents du SE et les vagues qu'ils génèrent arrivent

presque perpendiculairement à la plage, limitant ainsi la dérive littorale, tandis que les vents du SO sont presque parallèles à la plage, entraînant une dérive littorale et un transport sédimentaire plus importants.

III.2.3 Site expérimental de Ngouja

Afin de comprendre la morphodynamique de la plage de Ngouja, situé au sud de Grande Terre, des relevés topographiques ont été réalisés, de façon semestrielle depuis 2019. Deux campagnes de mesure hydrosédimentaires ont également été effectuées, en saison sèche et en saison humide, pour permettre une meilleure compréhension des processus morphodynamiques. Les dates de ces campagnes sont répertoriées dans le Tableau III-2. La Figure III-22 indique l'emplacement des capteurs de pression, du courantmètre et des profils topographiques.

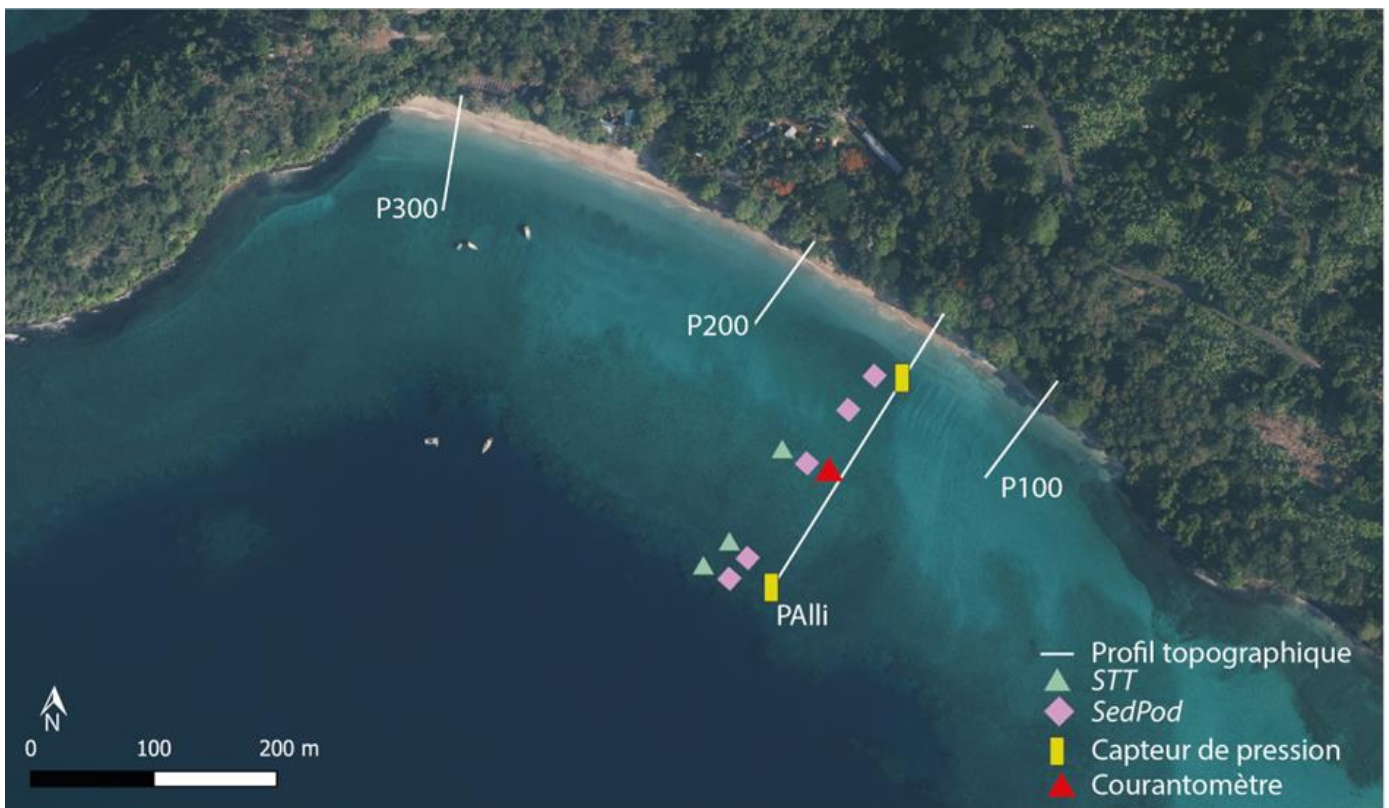


Figure III-22 : Localisation des profils topographiques, des capteurs de pression, du courantmètre et des pièges à sédiments sur la plage de Ngouja (fond de carte orthophotographie IGN 2020).

III.2.3.1 Suivi morphologique de la plage de Ngouja

Le suivi de la plage de Ngouja réalisé pour cette étude s'inscrit dans le cadre du SNO Dynalit (voir I.3.5. Le rôle des observatoires et des réseaux d'observatoires) depuis 2018. Ainsi, sur ce site, en complément des profils topographiques, des modèles numériques d'élévation (MNE) sont réalisés de manière semestrielle depuis 2018 par photogrammétrie drone. Dans le cadre de ce chapitre, nous nous

sommes concentrés sur les variations saisonnières entre 2020 et 2023 en termes de morphologie de la plage. Pour observer ces variations, nous avons utilisé des différentiels de ces MNE.

Les différentiels de MNE mettent en évidence d'importantes variations saisonnières où l'altitude de la plage présente un schéma saisonnier distinct. En saison humide, la partie nord-ouest de la plage présente une diminution d'altitude tandis que la partie sud-est gagne en altitude. À l'inverse, en saison sèche, le nord-ouest de la plage gagne en altitude tandis que la partie sud-est connaît une diminution (Figure III-23). Les valeurs maximales de ces variations altitudinales en saison sèche, observées au cours de notre période de mesure, varient entre $-0,89 \pm 0,02$ m (en 2020) et $-1,33 \pm 0,02$ m (en 2022) pour la partie sud, et entre $+0,70 \pm 0,02$ m (en 2020) et $+1,34 \pm 0,02$ m (en 2021) pour la partie nord. En saison humide, ces valeurs se situent entre $+1,25 \pm 0,02$ m (2020-2021) et $+1,26 \pm 0,02$ m (2021-2022) pour la partie sud, et entre $-0,86 \pm 0,02$ m (2020-2021) et $-1,38 \pm 0,02$ m (2021-2022) pour la partie nord.

Tableau III-4 : Récapitulatif des maximaux (positif et négatif) des différences entre les MNE

Période	Différence d'altitude maximale (m)	
	Nord	Sud
Saison sèche 2020		
Avril 2020-Octobre 2020	+0,70	-0,89
Saison humide 2020-2021		
Octobre 2020-Avril 2021	-0,86	+1,25
Saison sèche 2021		
Avril 2021-Octobre 2021	+1,34	-1,23
Saison humide 2021-2022		
Octobre 2021-Avril 2022	-1,38	+1,26
Saison sèche 2022		
Avril 2022-Octobre 2022	+1,29	-1,33
Saison humide 2022-2023		
Octobre 2022-Avril 2023	-1,27	+1,20

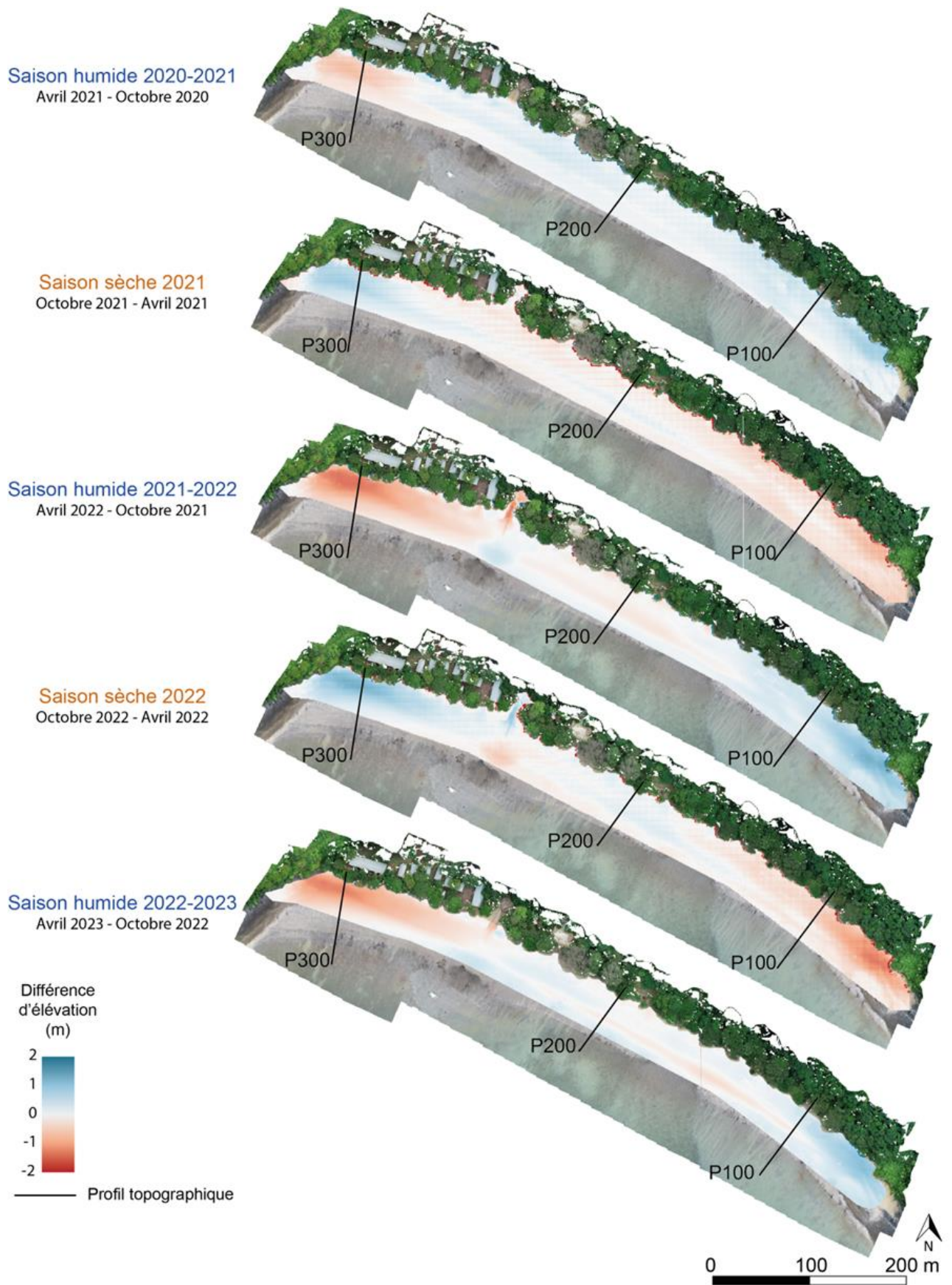
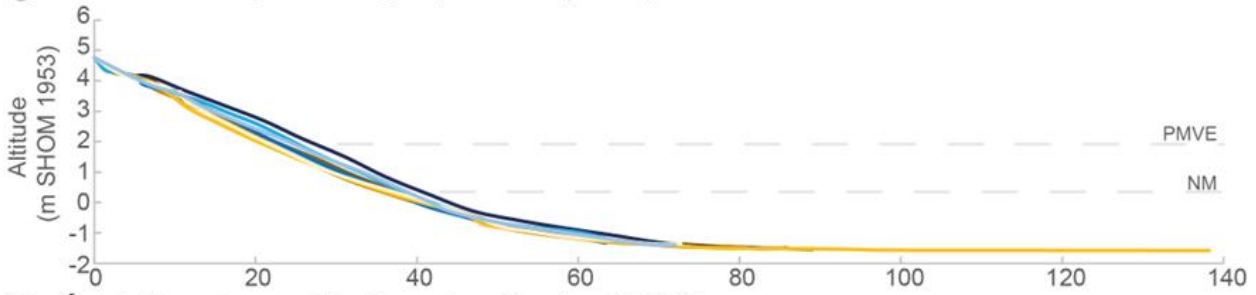


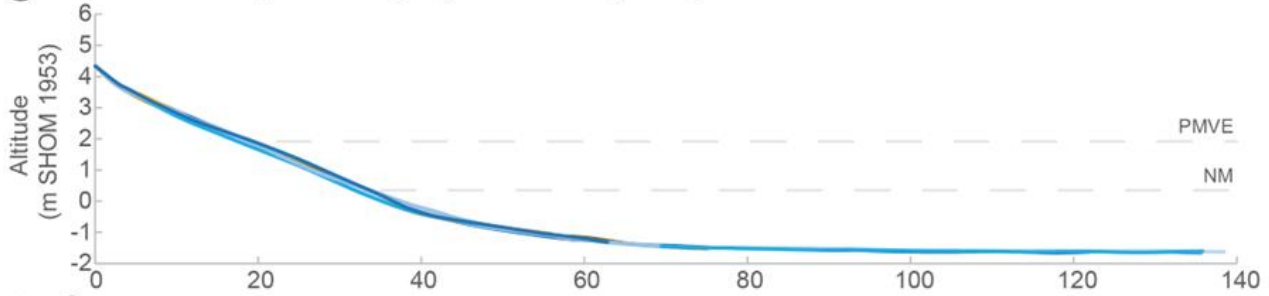
Figure III-23 : MNE différentiels calculés pour Ngouja (fond : orthophotographie réalisée par levé drone, mars 2022)

Les profils topographiques réalisés de manière semestrielle depuis septembre 2019 sur cette plage mettent également en évidence ces mouvements sédimentaires (Figure III-24). Dans la partie sud de la plage (P100), les profils réalisés en saison humide (représentés en bleus) ont été jusqu'à $+0,77 \pm 0,05$ m plus élevés que ceux réalisés en saison sèche (représentés en oranges). Ces variations d'altitudes ont été encore plus prononcées au nord de la plage (P300), avec des variations maximales atteignant $-1,32 \pm 0,05$ m entre la saison humide et la saison sèche. En addition à ces variations longitudinales, les profils ont présenté également des variations transversales. En saison humide, le nord de la plage a semblé adopter un profil concave tandis que le profil sud a tendu à avoir un profil convexe. À l'inverse, en saison sèche, le profil nord est devenu convexe tandis que le profil sud concave. En revanche, les profils centraux ont montré des variations topographiques saisonnières moins prononcées (Figure III-24).

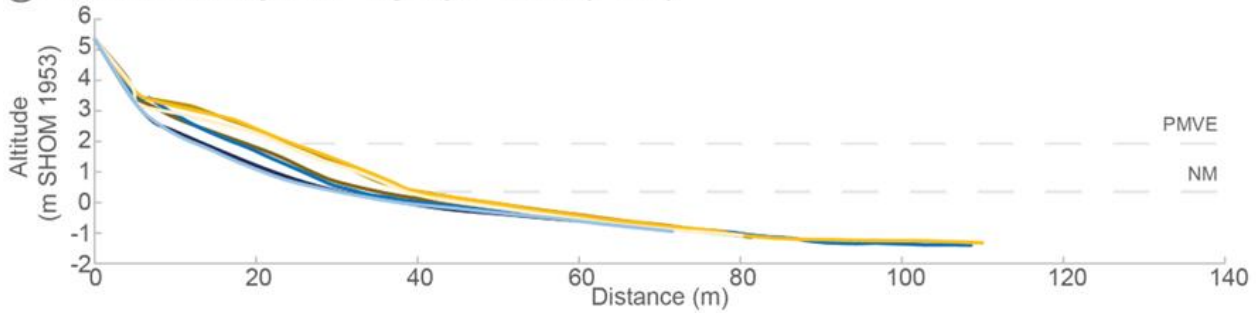
(a) Évolution du profil - Ngouja - Sud (P100)



(b) Évolution du profil - Ngouja - Centre (P200)



(c) Évolution du profil - Ngouja - Nord (P300)



— Septembre 2019 — Septembre 2020 — Septembre 2021 — Septembre 2022
 — Mars 2020 — Mars 2021 — Mars 2022 — Avril 2023

(d) Différence de volume - Ngouja ($m^3.m^{-1}$)

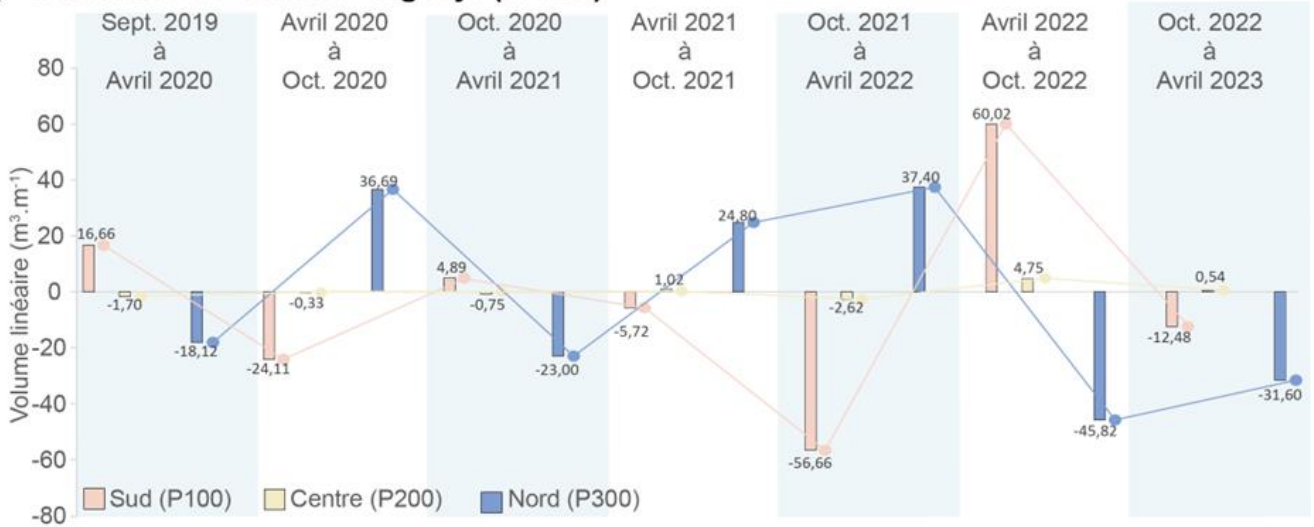


Figure III-24 : Profils topographiques de la plage de Ngouja (a) profil sud P100, (b) profil centre P200, (c) profil nord P300 et (d) différence de volume. PMVE : Pleine Mer de Vive Eau, NM : Niveau Moyen, BMVE : Basse Mer de Vive Eau. Pour l'évolution volumétrique, la marge d'erreur est estimée à 2 min 3 s par profil et le plancher de référence pour le calcul des volumes a été arbitrairement choisi à -3 m.

III.2.3.2 Synthèse des conditions hydrodynamiques en saison humide à Ngouja

Afin d'étudier les conditions hydrodynamiques liées au climat de vagues pendant la saison humide, une campagne de terrain a été réalisée du 14 février au 2 mars 2022 sur le platier de Ngouja. Entre le 14 et le 20 février 2022, la vitesse moyenne des vents était de $2,54 \text{ m.s}^{-1}$. Ces vitesses de vent ont été associées à une décroissance des H_s avec des maximums entre $0,37 \text{ m}$ le 15 février à $0,20 \text{ m}$ le 20 février pour le capteur du bas de plage et $0,36 \text{ m}$ et $0,18 \text{ m}$ respectivement pour le capteur du front récifal. Par la suite, du 20 février au 2 mars, la vitesse moyenne des vents a augmenté atteignant une vitesse moyenne de $4,5 \text{ m.s}^{-1}$ et maximale le 23 février avec une valeur de $10,4 \text{ m.s}^{-1}$. Les vents étaient majoritairement de secteur ouest, avec des pics de secteur nord. Suite à cette augmentation de la vitesse des vents, les H_s ont également augmenté, atteignant un maximum de $0,51 \text{ m}$ pour le front du récif et $0,44 \text{ m}$ pour le capteur du bas de plage le 22 février (Figure III-25c). Après ce pic, les H_s ont diminué pour atteindre $0,19 \text{ m}$ le 25 février pour les deux capteurs, puis ont augmenté à nouveau le 27 février ($0,37 \text{ m}$ en bas de plage et $0,36 \text{ m}$ au niveau du front récifal). Les T_p de ces vagues sont situées entre 10 et $19,6 \text{ s}$ sur la première moitié de la campagne de mesure, ce qui correspond à des caractéristiques typiques des houles. Au cours de la seconde partie de la campagne, un mélange entre les houles (ayant des périodes oscillantes entre $10,2$ et $19,6 \text{ s}$) et des vagues de plus courtes périodes, associées à des vagues de mer de vent (avec des périodes comprises entre $3,56$ et $7,76 \text{ s}$) se sont propagées à travers le récif (Figure III-25d). En ce qui concerne les courants, leur vitesse moyenne était de $0,06 \text{ m.s}^{-1}$ (Figure III-26). Cependant, bien que relativement faible, trois pics d'intensité plus élevés les 24 février après midi et 26 février matin avec des valeurs respectivement égales à $0,30 \text{ m.s}^{-1}$, $0,34 \text{ m.s}^{-1}$ et $0,39 \text{ m.s}^{-1}$ ont été observés sur l'ensemble de la période (Figure III-26). Lors de la première moitié de la campagne de mesure et jusqu'au 21 février, les courants présentaient deux orientations opposées. Ils étaient SSE à marée montante (flot) et NOO à marée descendante (jusant). Cette opposition de courant entre le flot et le jusant était moins marquée après le 21 février où les courants étaient unidirectionnels de secteur SE jusqu'au 24 février. Vers la fin de la campagne de mesure, les courants ont retrouvé l'opposition de direction entre le flot et le jusant mais cette opposition était moins prononcée qu'au début de la campagne d'acquisition (Figure III-26).

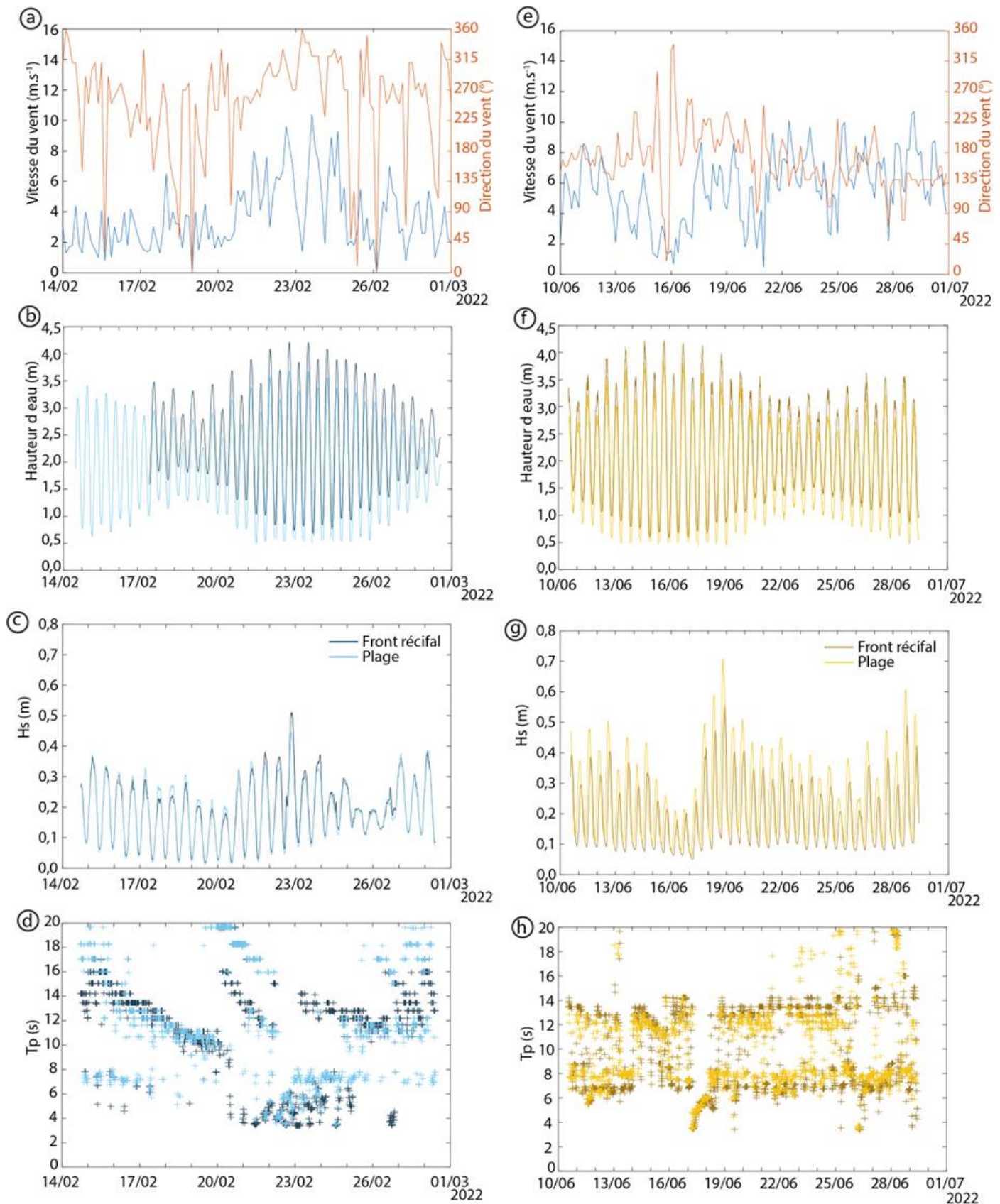


Figure III-25 : Synthèse des conditions hydrodynamiques représentatives des conditions modales sur le platier de Ngouja, en saison humide (de a à d) et en saison sèche (de e à h), (a) et (e) vitesse et direction des vents, (b) et (f) hauteur d'eau, (c) et (g) hauteurs significatives, et (d) et (h) période pics. Les données de vents ont été fournies par Météo-France Mayotte au niveau de la station de Pamandzi.

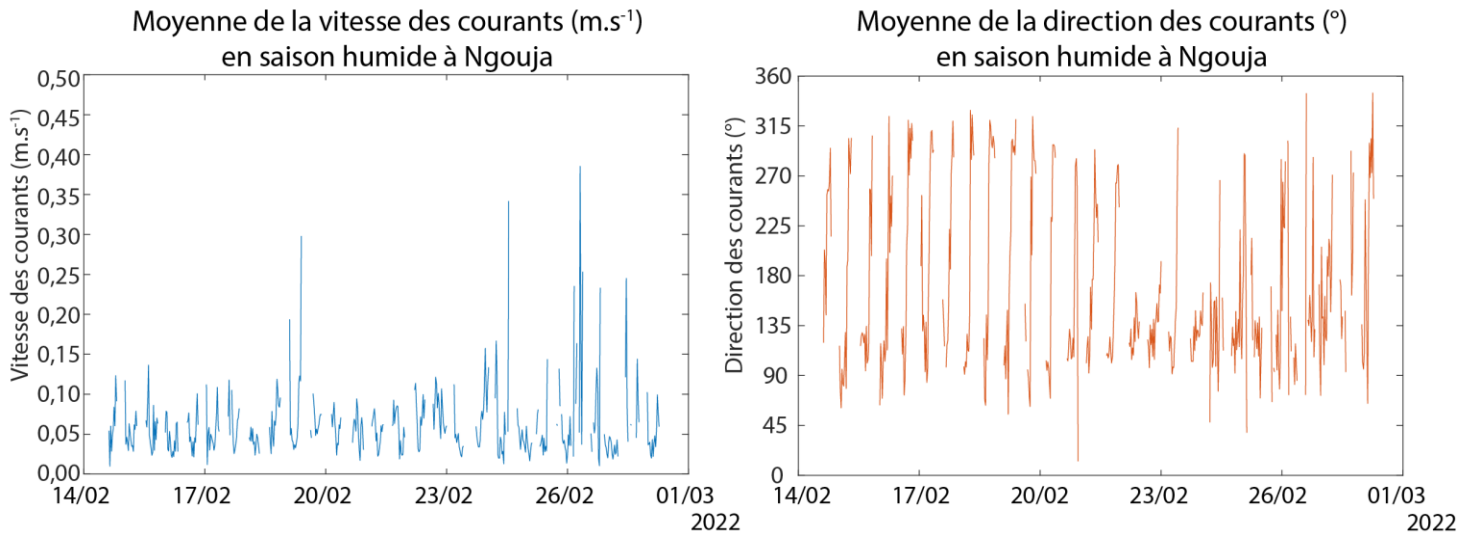


Figure III-26 : Direction et vitesse moyenne des courants (présenté allant vers le) sur toute la colonne d'eau à Ngouja en saison humide.

III.2.3.3 Synthèse des conditions hydrodynamiques en saison sèche à Ngouja

La seconde campagne de terrain, permettant la caractérisation de l'hydrodynamique en saison sèche sur le platier de Ngouja, a été réalisée du 10 au 29 juin 2022. Au cours de cette période, les vents ont eu une vitesse moyenne beaucoup plus importante que celle enregistrée en février 2022, atteignant $5,62 \text{ m.s}^{-1}$ contre $2,54 \text{ m.s}^{-1}$ (Figure III-25e). Lors de la première moitié de la campagne de mesure (du 10 au 16 juin), les H_s ont diminué pour atteindre $0,21 \text{ m}$ pour le capteur du bas de plage et $0,18 \text{ m}$ pour le capteur du front récifal. Cette diminution coïncide avec une diminution de la vitesse moyenne des vents (minimum $0,7 \text{ m.s}^{-1}$ le 16 juin) (Figure III-25). À partir du 16 juin 2022, la vitesse des vents a augmenté rapidement et a atteint un maximum le 17 juin après-midi ($8,7 \text{ m.s}^{-1}$), ce qui a entraîné une augmentation des H_s . Les H_s ont atteint un pic de $0,70 \text{ m}$ au niveau du bas de plage et de $0,56 \text{ m}$ pour le capteur du front récifal le 18 juin (Figure III-25g). Ensuite, les H_s ont diminué progressivement jusqu'à un minimum de $0,24 \text{ m}$ et $0,20 \text{ m}$ respectivement pour les capteurs du bas de plage et du front du récif dans la nuit du 26 juin 2022. Sur l'ensemble de la période de mesure, on note la présence de deux groupes de vagues. Le premier groupe présentait des périodes courtes, comprises entre $5,4$ et $8,7 \text{ s}$, tandis que le second avait des périodes plus grandes majoritairement comprises entre $10,8$ et $13,4 \text{ s}$ (Figure III-25h). Ainsi, en juin 2022, le platier de Ngouja était influencé à la fois par des vagues de mer de vent générées localement et par une houle australe. La figure iii-27 illustre les moyennes de vitesse et de direction des courants observés sur le platier de Ngouja pendant la période d'étude. En saison sèche, les courants étaient plus rapides qu'en saison humide, avec une moyenne de $0,11 \text{ m.s}^{-1}$ par rapport à $0,06 \text{ m.s}^{-1}$ (Figure III-26 et Figure III-27). Cette augmentation de la vitesse moyenne des courants est probablement liée à l'augmentation de la vitesse des vents. Les courants étaient majoritairement de secteur NO ($50,63 \%$) et O ($23,26 \%$) (Figure III-27).

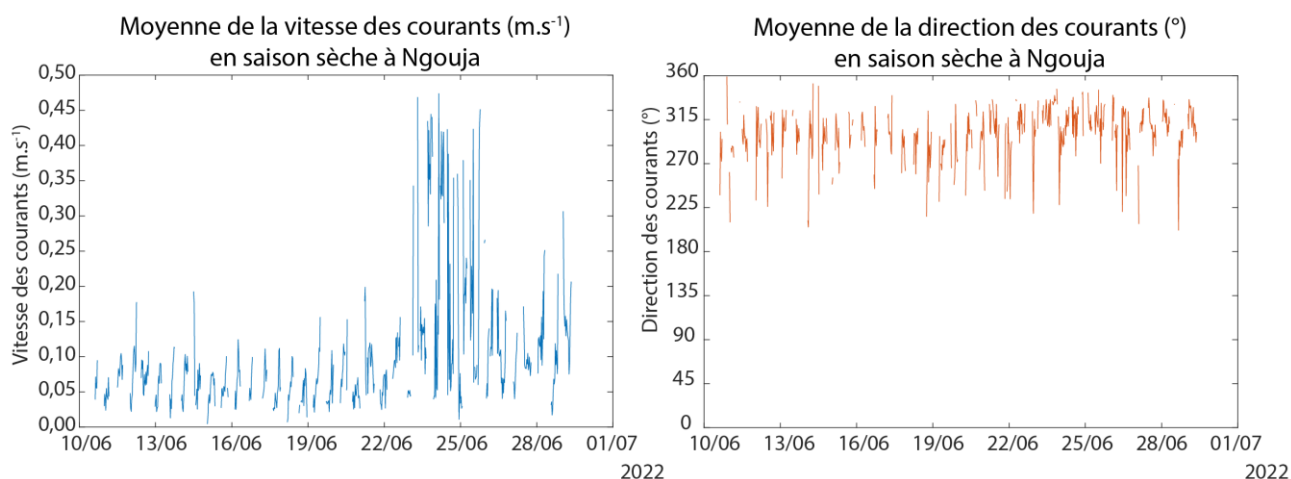


Figure III-27 : Direction et vitesse moyenne des courants (présenté allant vers le) sur toute la colonne d'eau à Ngouja en saison sèche.

III.2.3.4 Caractéristique sédimentaire de la zone intertidale

En septembre 2019, des prélèvements sédimentaires ont été réalisés sur le platier de Ngouja afin de caractériser la sédimentologie de ce site. La granulométrie des sédiments est variable en fonction des lieux de prélèvement (Figure III-28a). De la crête du récif jusqu'au platier interne, les sédiments étaient relativement semblables avec un D_{50} compris entre 0,58 et 0,60 mm, principalement composé de sable grossier et de gravier. Au niveau de la D.A.R., les sédiments étaient plus fins (D_{50} entre 0,08 et 0,11 mm) et majoritairement composés de sédiment de la taille des sables fins. La plage était principalement caractérisée par des sédiments de la taille des sables avec un D_{50} égal à 0,48 mm. L'étude de la proportion de CaCO_3 , a révélé une hétérogénéité le long du littoral (Figure III-28b). Les échantillons prélevés sur le platier récifal présentaient une quantité de sédiments bioclastique plus importante (proportion entre 68 et 100 %) que ceux récoltés dans la D.A.R. (61 %). Les sédiments composants le bas de plage jusqu'au milieu de la plage montraient une forte dominance bioclastique (77 %) tandis que l'échantillon du haut de plage ne contenait que 40 % de sédiment bioclastique.

Tout comme à Sakouli, des pièges à sédiments ont été déployés lors des campagnes hydrodynamiques. Cependant, les méthodes de prélèvement et les quantités récoltées n'ont pas permis de réaliser le tamisage des sédiments nécessaire à une analyse statistique. Néanmoins, une analyse qualitative a été réalisée. Il est possible de noter des variations temporelles et spatiales dans la quantité de sédiments collectés par les pièges en saison sèche et humide sur le platier de Ngouja. Une plus grande quantité de sédiments a été piégée en saison sèche par rapport à la saison humide, ce qui suggère un transport et/ou une disponibilité de sédiments plus importants. D'un point de vue spatial, seule une petite quantité de sédiments a été piégée au niveau de la crête du récif (entre 1,00 g en saison sèche et 0,49 g en saison humide). En se déplaçant du courantomètre vers la D.A.R., la quantité de sédiments piégés a

augmenté progressivement, atteignant 6,82 g en saison sèche et 140,00 g en saison humide. Ces sédiments étaient plus ou moins fonceés et fins et la présence d'algues sur les *sedpods* a été observée en saison sèche.

Tableau III-5 : Tableau récapitulatif des sédiments récoltés avec les pièges à sédiments à Ngouja

Localisation	Type de piège	Poids récoltés saison sèche (g)	Poids récoltés saison humide (g)
Crête de récif	<i>STT 1</i>	5,61	2,02
	<i>Sedpod 1</i>	1,00	0,49
ADCP	<i>STT 2</i>	40,00	/
	<i>Sedpod 2</i>	8,44	2,03
Mi platier	<i>STT 3</i>	5,00	3,93
	<i>Sedpod 3</i>	26,94	95,00
D.A.R.	<i>Sedpod 4</i>	6,82	140,00
Bas de plage	<i>Sedpod 5</i>	9,41	4,64

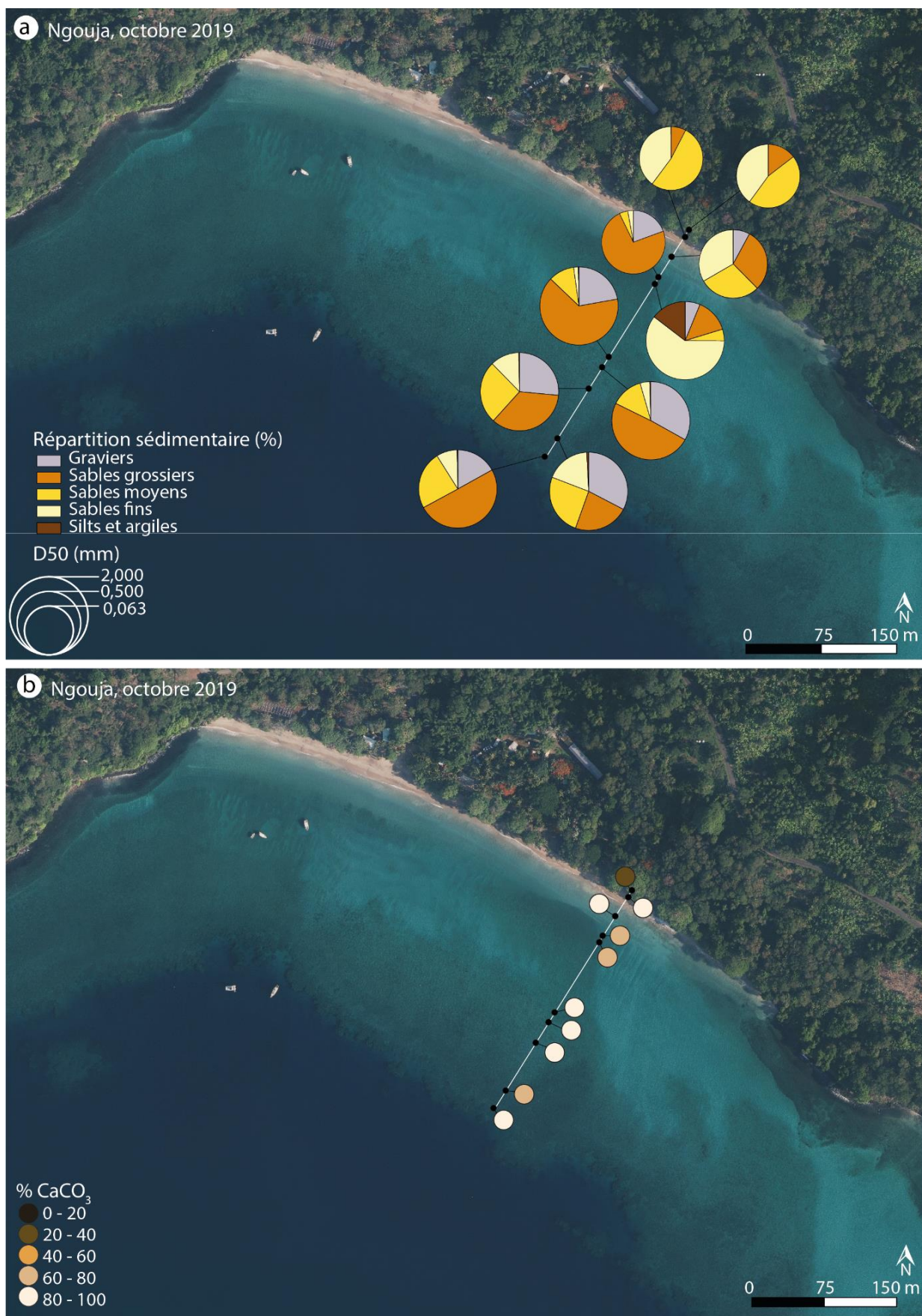


Figure III-28 (a) Caractérisation granulométrique et diamètre médian (D50) et (b) taux (%) de sédiments carbonatés obtenus pour chaque échantillon de Ngouja septembre 2019. Fond de carte Orthophotographie IGN 2020

III.2.3.5 Discussion de la morphodynamique de la plage de Ngouja

Le suivi morphologique de la plage de Ngouja a montré une évolution saisonnière de la topographie de l'ensemble de la plage avec des variations plus marquées au niveau des extrémités de la plage, subissant des phases de gain et de perte de sédiments. Pendant la saison sèche, la partie nord-ouest de la plage (P300) a connu un gain de sédiments tandis que la partie sud-est (P100) en a perdu. À l'inverse, pendant la saison humide, une accumulation de sédiments a été observée dans la partie sud-est de la plage et une perte dans la partie nord-ouest. Une rotation saisonnière de la plage s'est ainsi opérée sur la plage de Ngouja. Ces mouvements longitudinaux ont conduit à des profils d'accrétion et d'érosion, créant des profils concaves au nord de la plage en saison humide et convexes en saison sèche (Figure III-29). La partie centrale de la plage (P200) est moins affectée par ces variations saisonnières de dynamique. Cette rotation saisonnière observée peut s'expliquer par les changements de direction et d'intensité des vagues en réponse aux modifications des vents dominants.

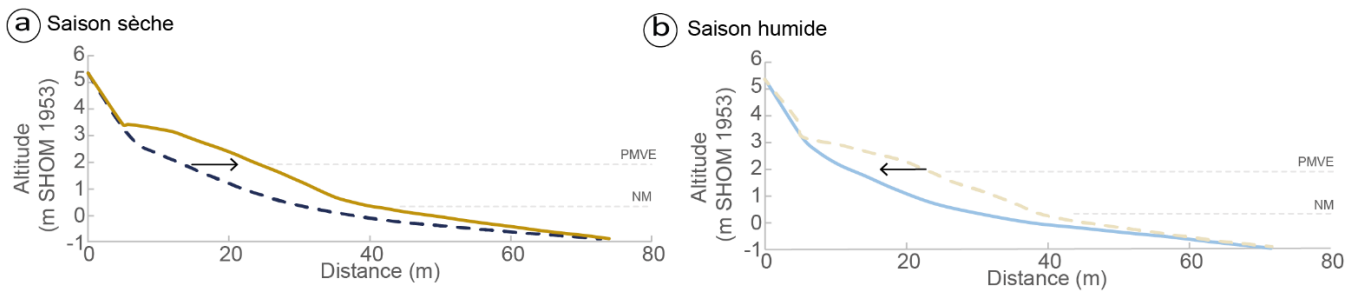


Figure III-29 : Séquences de profils de plage pour la partie nord (P300) de la plage de Ngouja : (a) en saison sèche (mars 2020 et septembre 2020) et (b) en saison humide (septembre 2022 – avril 2023). Sur chacun des diagrammes, le profil de la plage au début de la période est en ligne pointillée et la ligne continue représente la fin de la période.

Les mesures hydrodynamiques réalisées sur le platier de Ngouja mettent en évidence des conditions d'agitation plus importantes en saison sèche par rapport à la saison humide. Ces conditions d'agitation plus importantes ont probablement joué un rôle dans l'intensification du transport sédimentaire en saison sèche par rapport au transport de saison humide. L'étude des conditions hydrodynamiques a également mis en valeur un changement dans la direction des courants sur le platier, conduisant à une dérive littorale bidirectionnelle en fonction des saisons, associée aux variations d'orientation des vents dominants et des houles australes. Toutefois, bien que cette dérive littorale soit effectivement influencée par la direction du vent, la configuration et l'orientation de la plage jouent également un rôle dans la morphodynamique. À Ngouja, la plage est délimitée par deux pointes rocheuses, dont celle au nord est très proéminente ce qui doit entraîner une réfraction de la houle pendant la saison humide, pouvant affecter légèrement cette dérive littorale. La pointe rocheuse située au sud de la plage est moins marquée et plus éloignée de la plage, ce qui réduit la réfraction de la houle sur le platier de celle-ci.

En complément de ces mouvements longitudinaux, des mouvements sédimentaires transversaux se produisent dans la partie supérieure de la plage. Pendant la saison humide, des ravines, liées au ruissellement des eaux lors des fortes pluies, se forment sur la partie haute de la plage. Ces ravines contribuent aux variations morphologiques en transportant une partie du sable de la partie haute vers la partie basse de la plage. Bien que sporadiques, ces ravines peuvent également contribuer à l'arrachement de la végétation présente dans la partie supérieure de la plage (Figure III-30). La prédominance d'éléments bioclastiques dans la composition des sédiments suggère des apports de sédiments terrigènes faibles et des conditions hydrodynamiques suffisamment efficaces pour permettre le transport des sédiments carbonatés du front récifal vers les parties internes du platier et vers la plage.



Figure III-30 : Photographies de certaines ravines présentes après de fortes pluies en haut de plage à Ngouja (clichés S.Charroux)

En complément des variations morphologiques saisonnières, des variations intersaisonnières ont pu également être observées (Figure III-23 et Figure III-24). Ces variations ont été particulièrement marquées à la fin de la saison sèche 2019 où le profil nord (P300) a présenté une altitude inférieure d'environ 40 cm par rapport aux profils des années suivantes, tandis que le profil sud (P100) a été plus élevé de 30 cm par rapport aux années suivantes. Ces différences d'altitude mettent en évidence une plus faible intensité de la rotation de la plage du sud vers le nord lors de cette saison sèche. Cette intensité réduite de la rotation de la plage peut s'expliquer par l'orientation de la plage (NO-SE) par rapport aux

vents dominants, qui étaient majoritairement du S-O lors de la saison sèche 2019, contrairement aux saisons sèches ultérieures où les vents étaient principalement du S-E (Figure III-1). En saison humide, ces variations intersaisonniers existent également mais ne se produisent pas les mêmes années sur le profil nord et sud. Au nord de la plage (P300), le profil de la saison humide 2020-2021 était environ 20 cm plus élevé que les profils des autres saisons humides. En revanche, dans la partie sud (P100), cette variation était marquée pour la saison humide 2019-2020 où le profil était plus élevé d'environ 10 cm. Lors de la saison humide 2020-2021, l'angle d'incidence des vagues était particulièrement élevé en raison de l'orientation des vents dominants, qui étaient principalement du NO et de l'O dans plus de 38 % des cas. Cette orientation des vents par rapport à l'orientation de la plage (NO - SE) a rendu la plage particulièrement vulnérable à l'action des vagues et à l'érosion. Les vagues frappant la plage avec un angle d'incidence plus élevé ont entraîné un transport sédimentaire plus important. Cette situation souligne l'importance de comprendre et de prendre en compte l'interaction entre l'orientation des vents, l'angle d'incidence des vagues et la morphologie de la plage dans l'évaluation de la vulnérabilité côtière.

Ainsi, la morphodynamique de la plage de Ngouja, tout comme à Sakouli, apparaît être principalement gouvernée par l'héritage géologique de la plage, le changement directionnel du vent et l'orientation des vagues, entre les saisons sèches et humides, provoquant un basculement de la dérive littorale et du transport sédimentaire (Figure III-31). Toutefois, bien que la dérive littorale joue un rôle majeur dans l'évolution morphologique de la plage, la particularité des conditions hydrodynamiques engendrées par la présence du platier récifal va affecter l'énergie des houles incidentes et engager des spécificités dans le transport sédimentaire. En fonction des conditions de vent (vitesse et direction), il semblerait qu'une transformation et reformation des vagues puisse se produire entre le front récifal et le bas de plage. Cette transformation des vagues a été observée sur toute la durée de la campagne de la saison sèche tandis qu'elle ne s'est produite que sur la seconde moitié de la campagne de mesure de saison humide, lorsque les vents se sont intensifiés. Il semblerait donc qu'au-delà d'une certaine vitesse de vents, la rugosité du platier et sa morphologie ne permettent plus une atténuation de l'énergie des vagues. Bien que nous ne l'ayons pas mesuré, les facteurs influençant le niveau d'eau du lagon ont un impact sur l'atténuation potentielle de l'énergie des vagues.

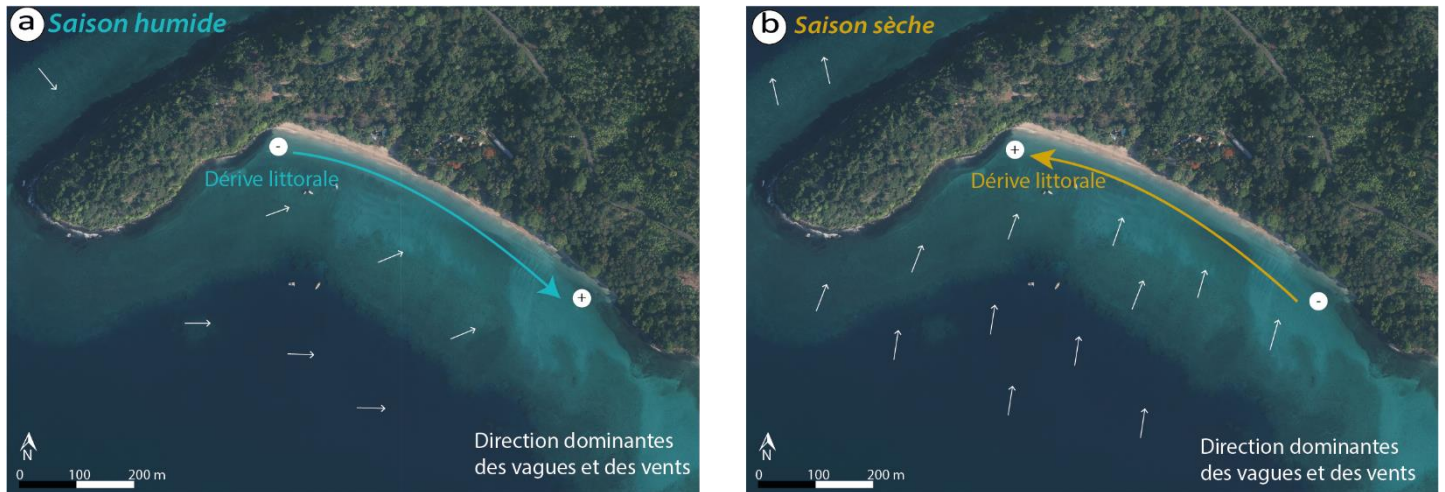


Figure III-31 : Schéma synthétique du fonctionnement morphodynamique de la plage de Ngouja en (a) saison humide et (b) saison sèche (fond de carte orthophotographie IGN 2020).

III.2.4 Site expérimental de Bandrélé

La dynamique littorale de Bandrélé se distingue des autres sites étudiés en raison de la présence d'une mangrove de fond de baie avec, entre le front de la mangrove et le récif, une alternance de barre sableuse. Pour rappel cette baie a été choisie pour montrer les dynamiques s'opérant sur les littoraux meubles en dehors du contexte de plage de poche. Un suivi topographique saisonnier a été effectué depuis 2019 pour permettre la compréhension de la dynamique de ces barres sableuses. Ces profils ont été réalisés sur le platier et sur l'estran avant la frange côtière de la mangrove. Étant donné la difficulté d'accès et l'hydrodynamisme complexe et différent de ce site par rapport aux autres plages, nous avons décidé de ne pas effectuer un suivi hydrosédimentaire saisonnier de cette zone. Cependant, des mesures hydrodynamiques antérieures, réalisées pendant une période limitée (du 29/10/2019 au 01/11/2019), ont fourni des informations sur le comportement général de ce littoral à la fin de la saison sèche, dans des conditions météo-marines modales.

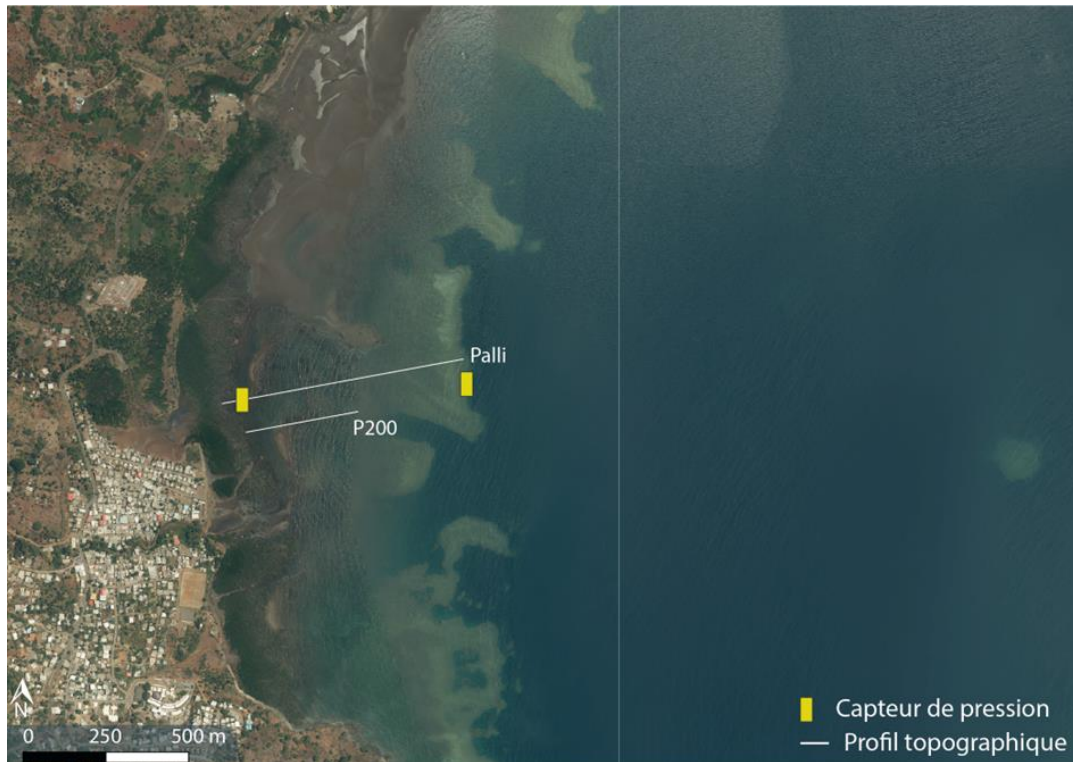


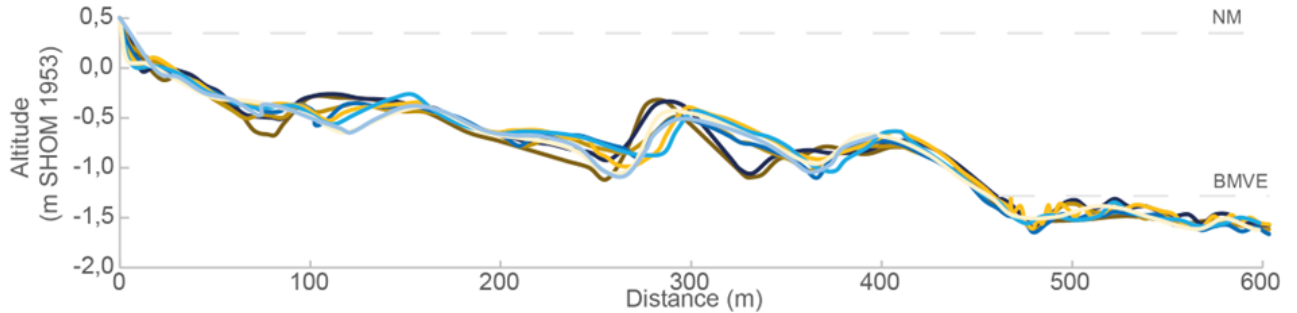
Figure III-32 : Localisation des capteurs de pression, et des profils topographiques sur le platier de Bandrélé (fond de carte orthophotographie IGN 2016).

III.2.4.1 Suivi morphologique

Les profils topographiques réalisés sur le platier et l'estran de Bandrélé ont mis en évidence la présence de barre sableuse (Figure III-33). Situés à moins de 80 m l'un de l'autre, les deux profils ne présentaient pas les mêmes variations. Le profil Palli, présentait des variations de barres sableuses transversales plus marquées que sur le profil P200. Si le nombre de barres sableuses au niveau du profil Palli est resté le même entre le premier profil réalisé (septembre 2019) et le dernier profil réalisé (avril 2023) lors de cette étude, leur position et leur altitude ont cependant évolué. En septembre 2019, ce profil présentait quatre barres sableuses dont les sommets étaient situés à 30 m, 110 m, 285 m et 410 m de distance transversale par rapport au début du profil et à des altitudes respectives de 0,01 m, -0,26 m, -0,33 m et -0,73 m. À la fin de notre période d'étude (avril 2023), quatre barres étaient toujours observées mais présentaient des positions et des altitudes différentes. En partant du front de mangrove vers le large, la première barre a migré vers la côte d'environ 15 m tout en conservant une altitude similaire. La barre suivante s'est déplacée vers le large d'environ 50 m tout en conservant une altitude similaire. La barre située au centre du profil s'est déplacée d'environ 15 m vers le large en perdant environ 0,10 m d'altitude. Cette barre sableuse s'est également élargie de quasiment 20 m. Enfin, la dernière barre a avancé vers la côte d'environ 25 m.

Le profil P200, a présenté des variations plus modérées dans la dynamique de ces barres sableuses, avec principalement une migration de la barre centrale, vers la côte d'environ 40 m, associée à une augmentation de l'altitude maximale de 0,40 m.

(a) **Évolution du profil - Bandrélé - Central (Palli)**



(b) **Évolution du profil - Bandrélé - Central (P200)**

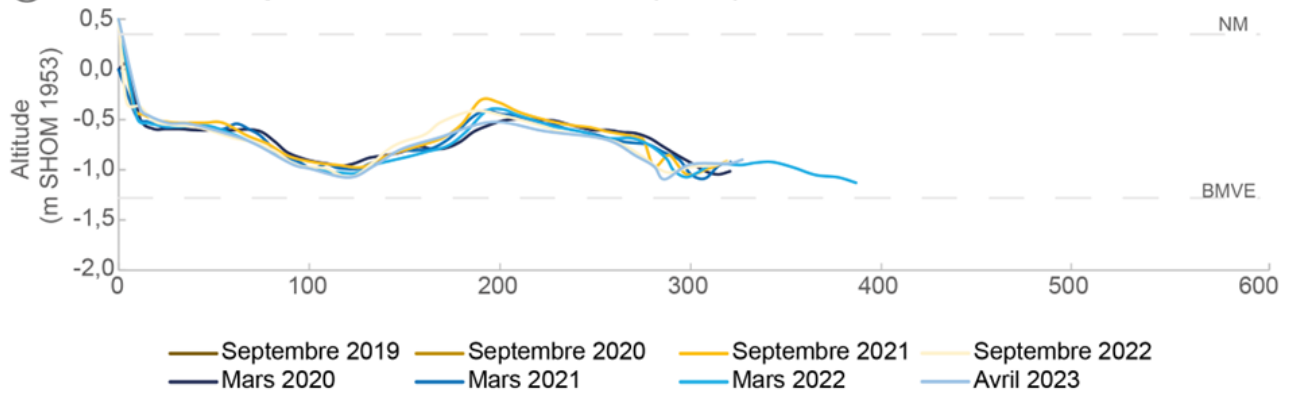


Figure III-33 : Profils topographiques de l'estran de Bandrélé (a) profil Palli, (b) profil P200, PMVE : Pleine Mer de Vive Eau, NM : Niveau Moyen.

III.2.4.2 Caractérisation hydrodynamique lors de l'intersaison d'octobre

La Figure III-34 présente les conditions hydrodynamiques et des vents sur la période de mesure, du 29/10/2019 au 01/11/2019. Du 29 au 31 octobre, les vents ont été principalement de secteur N, avec une vitesse moyenne de $3,77 \text{ m.s}^{-1}$. Le 31 octobre matin, la vitesse du vent a chuté de $5,5 \text{ m.s}^{-1}$ à $0,5 \text{ m.s}^{-1}$. Par la suite, la vitesse du vent a augmenté progressivement pour atteindre une moyenne de $2,84 \text{ m.s}^{-1}$ avec une direction plus variable provenant du secteur sud-sud-ouest et est (Figure III-34).

Les H_s ont été plus élevées au niveau du front du récif qu'à proximité de la mangrove. Le pic de H_s a été atteint le 29 octobre dans l'après-midi pour les deux capteurs mais les valeurs ont été plus élevées au niveau du front récifal ($0,22 \text{ m}$) que près de la mangrove ($0,15 \text{ m}$). Ce pic de H_s a été probablement lié à la vitesse et à l'orientation des vents locaux, qui étaient orientés NNE avec une vitesse comprise entre $3,4$ et $4,9 \text{ m.s}^{-1}$. À la suite de ce pic, les H_s au niveau du front récifal ont diminué progressivement (minimum de $0,11 \text{ m}$) jusqu'à la nuit du 30 octobre où un second pic de H_s a été atteint

à 0,18 m. Ce second pic a été moins remarquable sur le capteur en front de mangrove, avec des valeurs maximales de H_s qui ont diminué progressivement jusqu'à la fin de la période de mesure, atteignant 0,08 m. Du début de la période de mesure jusqu'au 31 octobre dans l'après-midi, les T_p se sont situées principalement entre 4 et 7 s (avec une moyenne de 6,04 s) pour les deux capteurs. Cependant, après le 31 octobre et jusqu'à la fin de la période de mesure, les T_p ont augmenté, et des vagues avec des périodes supérieures à 8 s ont été observées au niveau du capteur situé en front de mangrove. Cette augmentation de la période des vagues au niveau du front de la mangrove pourrait s'expliquer par une légère variation dans la vitesse et l'orientation du vent.

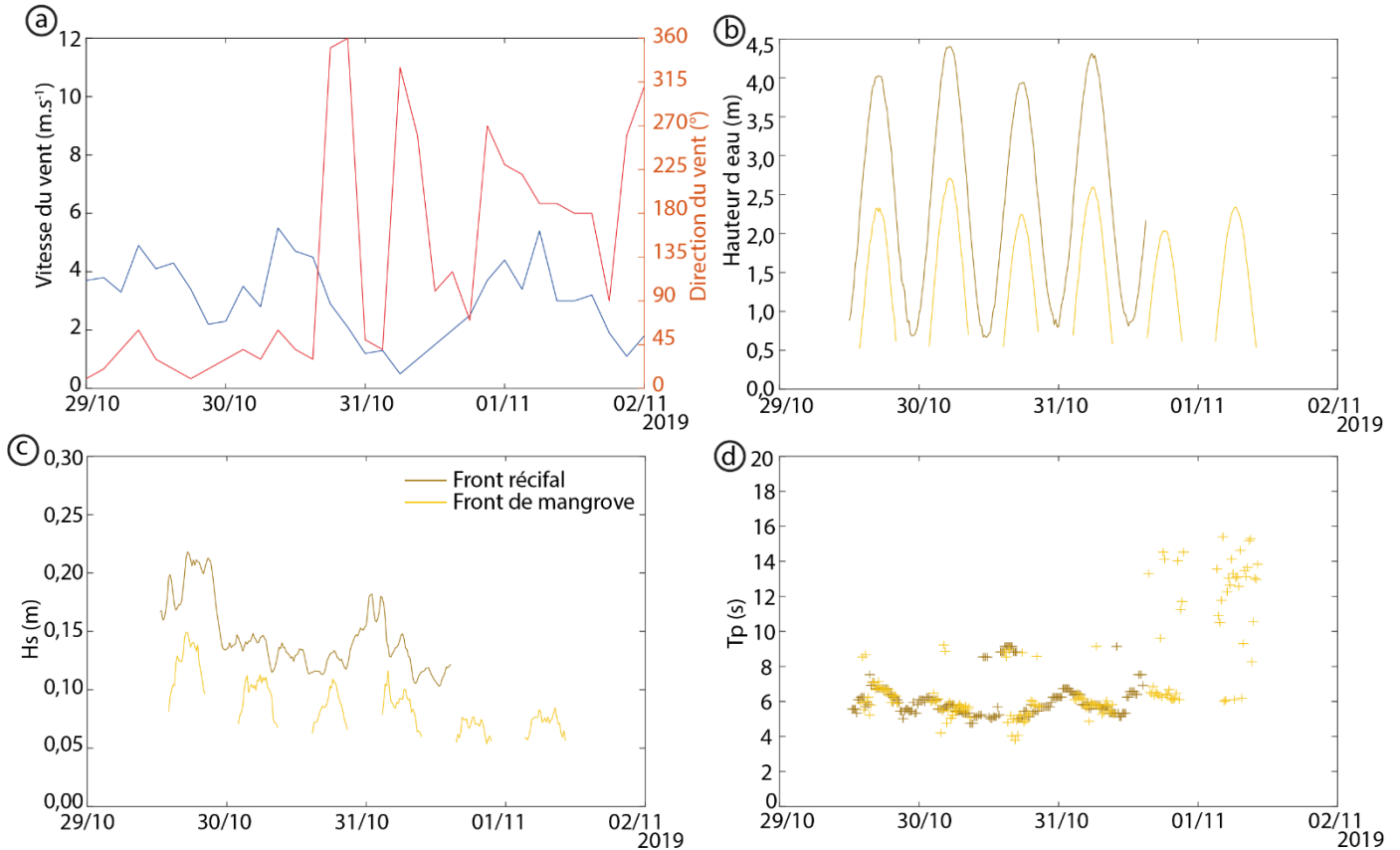


Figure III-34 : Synthèse des conditions hydrodynamiques représentatives des conditions modales sur le platier de Bandrélé en saison sèche (a) vitesse et direction du vent, (b) hauteur d'eau, (c) hauteurs significatives et (d) période pics. Les données de vents ont été fournies par Météo-France Mayotte au niveau de la station de Pamandzi.

III.2.4.3 Discussion de la morphodynamique du site de Bandrélé

À la différence des trois plages précédentes, les profils topographiques saisonniers réalisés n'ont pas montré de variations saisonnières spécifiques. Néanmoins, ils révèlent une dynamique des barres sableuses (Figure III-33). Ces barres sableuses avaient une amplitude maximale d'environ 80 cm et une largeur de 50 à 120 m, et étaient limitées en extension longitudinale par la présence régulière de chenaux de drainage. Elles ont montré ainsi une dynamique à la fois en termes de largeur (dynamique transversale, Figure III-33) et de position (dynamique longitudinale, observation visuelle) au fil du temps. La compréhension approfondie de cette dynamique nécessiterait des investigations plus poussées

afin de comprendre comment elle est influencée par les facteurs hydrodynamiques, les apports sédimentaires et les interactions avec la végétation.

Les données, bien que partielles, sur l'hydrodynamisme de Bandrélé fournissent des informations sur les caractéristiques de la zone. Le platier et les barres sableuses ont semblé atténuer une grande partie de l'énergie des vagues incidentes, avec des H_s plus élevées au niveau de la crête du récif qu'au niveau de la mangrove. Cette atténuation de l'énergie des vagues crée un environnement hydrodynamique relativement calme qui a favorisé le développement d'une mangrove dans le fond de la baie. De telles barres sableuses, comme celles présentes sur le site lors de cette étude, ont également été observées et décrites sur d'autres estrans sablo-vaseux de l'île, dans la baie de Chiconi, à Tzoundzou-Passamaïnti et dans la baie de Bouéni (Jeanson, 2009). Elles sont probablement formées par l'action des vagues et leurs interactions avec la marée qui conduit à un tri des particules sédimentaires et conduit à leur accumulation sous forme de barres sableuses, également appelées « barres de *swash* » (Masselink *et al.*, 2006; Tessier *et al.*, 2019). Ces barres se développent principalement dans des environnements avec un marnage mésotidal (Masselink *et al.*, 2006). À Mayotte en raison du contexte lagonaire, leur développement est permis.

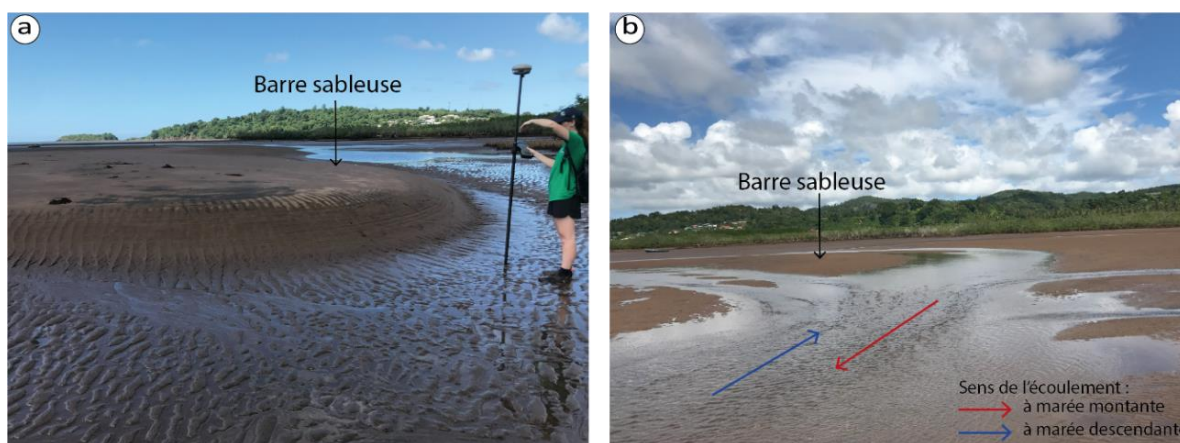


Figure III-35 : Photographie (a) d'une barre sableuse et (b) des chenaux de drainage sur l'estran de Bandrélé. La canne présente sur la photographie (a) mesure 2,05 m (clichés A.Agbavito, 2023)

La plupart de ces barres se trouvent à quelques dizaines de mètres des formations végétales mais certaines sont directement adjacentes aux palétuviers, voire pénètrent dans la mangrove. À Bandrélé, les interactions entre barres sableuses et mangrove sont nombreuses. Dans certains cas, la sédimentation semble être favorisée, entraînant la progression de la mangrove, tandis que dans d'autres cas, l'érosion du substrat apparaît être favorisée entraînant alors la régression de la mangrove. Leur proximité immédiate, avec le front externe de la mangrove, canalise les écoulements de marée et génère probablement des courants relativement forts. Ces courants peuvent ensuite éroder le substrat

sédimentaire et disperser les sédiments fins nécessaires à la stabilité des palétuviers. Cela entraîne l'exposition des racines des palétuviers et le déchaussement des arbres, ce qui est visible localement sous la forme d'un talus d'érosion d'environ cinquante centimètres de hauteur. Lorsque les barres sableuses migrent transversalement vers le haut de l'estran et pénètrent dans les formations végétales externes, les sédiments sableux recouvrent les racines aériennes des palétuviers. Cet enfouissement est défavorable aux palétuviers (Maiti and Chowdhury, 2013; Anthony and Aagaard, 2020), entraînant leur asphyxie, leur dépérissement et leur mort (Jeanson, 2009).

Discussion et synthèse

Ce chapitre s'est concentré sur l'étude des changements morphologiques saisonniers de trois plages de poche et d'une baie sablo-vaseuse sur le littoral de Mayotte. À partir de l'analyse de profils topographiques, la morphologie des plages a révélé des schémas d'érosion et d'accrétion saisonniers qui se manifestent sous la forme de rotations de plage. Ces rotations de plage sont courantes sur de nombreuses plages de poche à travers le monde (Ranasinghe *et al.*, 2004; Castle and Coco, 2012) et à Mayotte (Jeanson *et al.*, 2013, 2019). Contrairement aux plages ouvertes où la direction saisonnière des vagues au large exerce une forte influence sur la rotation du littoral (Turki *et al.*, 2013; Daly *et al.*, 2014), la rotation des plages étudiées semble avoir été davantage contrôlée par l'interaction entre les conditions hydrodynamiques au large et la morphologie du récif. Afin d'établir une relation entre les changements morphologiques et le forçage des vagues sur le platier, une analyse des conditions météo-marines régionales et des études hydrodynamiques locales ont été réalisées pour chaque platier étudié. L'analyse des conditions météo-marines à Mayotte a révélé une variation saisonnière du régime des vents, avec des vents plus intenses provenant majoritairement du sud pendant la saison sèche et des vents de mousson moins intenses et plus irréguliers pendant la saison humide (Figure III-1). Cette alternance du régime des vents influence les caractéristiques des vagues au large avec des houles moins importantes pendant la saison humide que pendant la saison sèche (Figure III-3). Ces variations influencent l'orientation des courants et les caractéristiques des vagues qui se trouvent sur les platiers (Figure III-16, Figure III-17, Figure III-26 et Figure III-27). Sur les platiers, en saison sèche, les vents plus intenses et de secteur S induisent des vagues ayant une origine principale du S et favorisent la propagation de vagues de mer de vent à travers le récif. À l'inverse, en saison humide, les vents moins intenses et plus variables favorisent des houles de secteur N (NE à NO) de moindres intensités.

L'étude de la dynamique sédimentaire sur le platier de Sakouli a également mis en évidence une alternance saisonnière. En saison sèche, l'intensité des vents et de l'énergie des vagues sur les platiers permettent un transport sédimentaire sur le platier plus important qu'en saison humide (Tableau III-3 et Tableau III-5). Cette étude a également permis de distinguer deux types de transport sédimentaire sur ce platier en fonction de leur localisation (Figure III-19). Un premier de plus forte énergie au niveau du front récifal et un de plus faible énergie proche de la plage. Ces résultats confirment le rôle significatif des platiers récifaux en tant que réservoirs sédimentaires ainsi que leur contribution en tant que source de sédiments pour les plages avoisinantes.

Les résultats de l'étude des conditions hydrodynamiques permettent également d'expliquer la majorité des variations morphologiques observées sur les plages de Sakouli et Ngouja. Les vents d'alizés, provenant du S-SE, ont généré des vagues principalement de secteur S, entraînant l'érosion des plages dans la partie S et l'accrétion à l'extrémité opposée. En revanche, pendant les vents de mousson (NE-NO), les vagues ont induit une réponse inversée, avec un engraissement dans la partie sud et un amincissement vers le nord (Figure III-13 et Figure III-24). Toutefois, cette rotation de plage n'est pas aussi marquée sur la plage de Mtsamboro qui semble, quant à elle, être dominée par des mouvements

transversaux, du bas de plage vers le haut de plage en saison sèche et inversement en saison humide (Figure III-5). Cette dynamique transversale dominante pourrait être expliquée par plusieurs facteurs. Il est ainsi probable que, la présence de ravines et de cours d'eau plus importants entraîne un apport accru de sédiments terrigènes, tout en favorisant un transport sédimentaire du haut vers le bas de plage. En outre, le degré d'encaissement de la plage ainsi que son orientation au NO de l'île pourrait la rendre davantage protégée des vagues générées par les vents d'alizés, qui proviennent du secteur S.

Sur les trois plages, des variations intersaisonniers ont également été observées. Celles-ci peuvent être expliquées par plusieurs facteurs, notamment la variabilité interannuelle de l'angle d'incidence des vagues dominantes (en fonction des vents), par rapport à l'orientation des plages, et les apports terrigènes. Par exemple, sur la plage de Sakouli, pendant la saison humide 2022-2023, les vents du SO ont provoqué une dérive littorale vers le N, entraînant un transport sédimentaire plus important du S vers le N de la plage. En revanche, lorsque les vents ont une orientation SE, comme cela était le cas lors des autres saisons humides de notre étude, la configuration de la plage réduit l'obliquité des vagues, limitant le transport longitudinal et favorisant le dépôt, ainsi que l'augmentation des transports transversaux. Malgré ces variations saisonnières et interannuelles, les bilans sédimentaires globaux des plages semblent rester équilibrés. Cette absence de gain et/ou de perte sédimentaire majeurs pourrait être expliquée par plusieurs facteurs, notamment l'héritage géologique des plages. La présence de caps limite les échanges sédimentaires longitudinaux et en fonction de l'angle d'incidence des vagues peuvent entraîner la modification de l'hydrodynamisme par des processus de réfraction et de diffraction (Harley *et al.*, 2011a; Daly *et al.*, 2014). De façon générale, sur les plages de poche, les gains et/ou pertes sédimentaires se font majoritairement dans une dynamique transversale de la côte vers le large (ou inversement) lors d'événement à haute énergie (Short, 2010; Loureiro *et al.*, 2012). Cependant, à Mayotte, le contexte récifal induit une atténuation de l'énergie des vagues par les platiers relativement large, limitant ainsi les potentiels de transport transversaux entre les plages et les zones sédimentaires du lagon. Cette réduction du transport sédimentaire transversal par les récifs a également été observé sur d'autres sites (Quataert *et al.*, 2015).

Hors contexte de plage de poche, l'estran de la baie sablo-vaseuse de Bandréle a montré, sur la période de l'étude, une dynamique différente avec une mobilité de barre sableuse (Figure III-33) ce qui semble confirmer le poids de l'héritage géologique (volcanique et récifal). Cette dynamique a également été observée sur d'autres littoraux récifaux (Ranasinghe *et al.*, 2004; Castelle and Coco, 2012), et à Mayotte (Jeanson, 2009). N'étant pas une plage de poche, la dynamique de cette baie est complexe et ne peut être expliquée simplement par une alternance des conditions hydrodynamiques. L'évolution des barres sablo-vaseuses, dépend de nombreux paramètres et interactions entre les processus de marées, des apports terrestres et des conditions marines (Masselink *et al.*, 2006; Tessier *et al.*, 2019).

Cette étude met en évidence un équilibre dynamique annuel marqué par une alternance saisonnière du transport sédimentaire sur les sites d'étude. Il est important de noter que cet équilibre

dans la dynamique des plages dépend, entre autres, de l'énergie des vagues incidentes. Dans un contexte général d'élévation du niveau des océans, il est probable que l'énergie des vagues au-dessus des récifs augmente (Storlazzi *et al.*, 2011; Grady *et al.*, 2013), venant altérer cet équilibre. Ainsi, la rapide subsidence de l'île de Mayotte en fait un site remarquable pour étudier les impacts potentiels d'une élévation du niveau de la mer sur la morphodynamique des littoraux récifaux. Dans ce sens, le chapitre suivant s'intéresse à la caractérisation de l'évolution des limites des habitats du platier, de la topographie côtière et du trait de côte avant et après la subsidence de l'île.

CHAPITRE IV. Évolution des limites des habitats du platier, de la topographie côtière et du trait de côte : analyse intégrée des changements dans les environnements littoraux de Mayotte

*“A people without the knowledge of their past history, origin and
culture is like a tree without roots.”*

Marcus Garvey

Introduction

Comme nous l'avons montré dans le chapitre précédent, la morphologie des littoraux de Mayotte est dominée par une dynamique saisonnière fortement dépendante des conditions hydrodynamiques locales et régionales, elles-mêmes contrôlées à la côte par les unités biogéomorphologiques présentes. Dans ce contexte, une augmentation significative des hauteurs d'eau, en lien avec la subsidence de l'île ou le changement climatique, pourrait avoir un impact sur cette dynamique saisonnière. Les plages bordées de récifs coralliens, contrairement aux plages siliclastiques à l'avant-côte relativement lisse, présentent généralement une topographie complexe avec des fonds accidentés, ce qui se traduit par des processus différents de transformation des vagues (Lowe *et al.*, 2005; Costa *et al.*, 2016). La transformation de l'énergie des vagues par les récifs dépend principalement de la morphologie du récif, notamment son élévation, sa pente, la largeur du platier et la diversité spécifique, ainsi que de la profondeur relative de l'eau au niveau de la crête récifale et sur le platier (Gourlay and Colleter, 2005; Kench and Brander, 2006a). Les caractéristiques des vagues incidentes jouent également un rôle important dans ce processus (Lowe *et al.*, 2005). Par conséquent, une augmentation de la hauteur d'eau pourrait entraîner une évolution de la manière dont les vagues sont transformées par les récifs (Ferrario *et al.*, 2014; Cheriton *et al.*, 2016; Costa *et al.*, 2016). Au sein même d'un récif, la diversité spécifique et sa répartition spatiale entraînent des rugosités variées, engendrant ainsi différents processus hydrodynamiques (McDonald *et al.*, 2006; Lowe *et al.*, 2007; Sous *et al.*, 2019). Par exemple, un platier recouvert de coraux branchus en bonne santé aura une rugosité plus marquée qu'un platier herbacé ou couvert de coraux épars et/ou dégradés ou arasés. L'impact d'une augmentation de la hauteur d'eau sur la morphologie structurale du récif et, plus spécifiquement, sur les changements d'unité biogéomorphologiques, reste encore à être déterminé. Certaines études ont démontré qu'une augmentation du niveau de la mer pouvait avoir un impact positif sur la croissance des récifs en leur permettant de coloniser de nouveaux espaces et de s'étendre horizontalement une fois leur croissance verticale terminée (Brown and Cossins, 2011; Scopélitis *et al.*, 2011; Van Woesik *et al.*, 2015; Saunders *et al.*, 2016). D'autres, quant à elles, ont montré qu'une élévation du niveau de la mer entraînait une augmentation de l'énergie des vagues au-dessus des récifs (Grady *et al.*, 2013; Harris and Vila-Concejo, 2013) et pouvait conduire à leur dégradation physique (Ranasinghe, 2016; Siegle and Costa, 2017). Une augmentation de la hauteur d'eau pourrait également limiter la luminosité, élément essentiel à la croissance des récifs (Law and Huang, 2023). Cette diminution de la luminosité pourrait être intensifiée par une augmentation de l'énergie des vagues permettant une remise en suspension plus importante (Storlazzi *et al.*, 2011). Ainsi, les conséquences d'une élévation rapide du niveau de la mer sur des environnements récifaux fragilisés restent incertaines, rendant les prédictions de l'évolution de l'hydrodynamisme complexes. Ces changements pourraient pourtant avoir des conséquences considérables sur la morphologie des plages adjacentes (Scopélitis *et al.*, 2011; Albert *et al.*, 2017; Sippo *et al.*, 2018). Une augmentation de l'énergie des vagues à la côte pourrait provoquer un déplacement sédimentaire voire une érosion de la frange littorale, conduisant à un amincissement de la largeur de la

plage augmentant les risques d'érosion du trait de côte. En revanche, dans un contexte de réponse rapide du récif par une croissance corallienne réactivée, une diminution de l'énergie des vagues pourrait induire une accumulation sédimentaire et provoquer une augmentation de la largeur de la plage et un renforcement de sa partie supérieure.

La subsidence remarquable observée à Mayotte depuis mai 2018 offre une opportunité rare d'étudier *in situ* les conséquences de l'élévation du niveau de la mer sur les littoraux tropicaux. Alors que le niveau des mers continue de monter de manière généralisée, observer la réaction des littoraux tropicaux à une élévation équivalant à la moitié des prédictions les plus optimistes d'ici 2100 (RCP2.6) permettra d'améliorer la compréhension des réactions morphodynamiques et d'améliorer les mesures de gestion et de conservation. Ainsi, nous avons mené une analyse intégrée, combinant différentes disciplines et techniques, pour étudier les changements dans les environnements littoraux de Mayotte face à cette élévation rapide du niveau de la mer pour chaque site d'étude. Ce chapitre analyse les résultats expérimentaux d'un suivi des unités biogéomorphologiques construit à partir d'un corpus scientifique varié. Son ambition était surtout d'explorer la faisabilité et les conditions de sa mise en œuvre au vu de la chronique temporelle étudiée. Cette surveillance devra être poursuivie sur le long terme pour une compréhension plus approfondie et continue de ces processus. Pour chaque site d'étude, seront caractérisées (i) les réponses des unités biogéomorphologiques du platier face à cette rapide élévation du niveau de la mer, en analysant leur évolution spatio-temporelle à court terme, (ii) les éventuelles conséquences de cette élévation du niveau de l'eau sur la morphologie de la zone intertidale et sur la mobilité du trait de côte. Ces évolutions seront analysées à la lumière des caractéristiques des sites et des spécificités des données supports.

IV.1 Dynamiques spatio-temporelles sur le site de Mtsamboro

Pour rappel, Mtsamboro, situé au nord-ouest de Grande Terre, est le site ayant subi la subsidence la plus faible (13,1 cm) de cette étude. Ce site est caractérisé par un contexte morphodynamique sous influence des conditions hydrodynamiques marines et des apports hydriques et sédimentaires terrestres de son bassin versant. Comme révélé par le suivi topographique, ceci se traduit par une accumulation des sédiments dans la D.A.R. et sur le platier en saison humide. À l'inverse, ces sédiments peuvent être remis en suspension et transporté vers le large ou vers le haut de plage en saison sèche. Le platier de ce site se caractérise par une D.A.R. relativement profonde et large ainsi que d'un platier récifal riche en *Porites*. Ces caractéristiques pourraient lui conférer une réponse spécifique à l'élévation relative du niveau marin. Afin d'éclairer les changements à l'échelle du site nous avons (i) étudié l'évolution diachronique des unités récifales, avant et après la subsidence. (ii) Étant donné que ces évolutions spatio-temporelles peuvent influencer la morphodynamique de la plage ces évolutions ont été mis en perspective de l'étude des variations morphologiques de la plage depuis 2008 et sur l'évolution du trait de côte entre 1969 et 2020.

IV.1.1 Évolution spatio-temporelle des unités récifales de Mtsamboro entre 2019 et 2021

Les évolutions spatio-temporelles des unités récifales en lien avec la crise sismique de Mtsamboro ont été réalisées à partir de classification supervisée en cinq classes d'images Sentinel-2 datant du 21/02/2019 et du 15/06/2021, acquises respectivement à des hauteurs d'eau de 0,5 m et 1,8 m. Les conditions de la colonne d'eau sont donc significativement différentes. Dans ces conditions des évolutions spatiales des unités biogéomorphologiques cartographiées sont observées : un léger recul des classes des coraux vivants, c'est-à-dire les classes « front récifal » à dominance de corail vivant et la classe « platier corallien B. » comprenant moins de 10 % de recouvrement de corail vivant. Ces deux classes semblent montrer une translation vers le large (Figure IV-1a). En revanche, les classes « platier corallien A. » et « D.A.R. » semblent montrer une translation vers la côte (Figure IV-1a). Ces dynamiques semblent à la faveur des classes de corail vivant, permettant d'émettre l'hypothèse d'une subsidence réactivant la croissance corallienne ou modifiant les conditions hydrodynamiques de surface se traduisant par un changement au niveau de la couverture par les sédiments meubles. Cependant, en prenant en compte les marges d'erreur du calcul surfacique de chaque classe sur les deux périodes, il ne semble pas avoir eu de variation notable de l'étendue des différentes classes (Figure IV-1b).

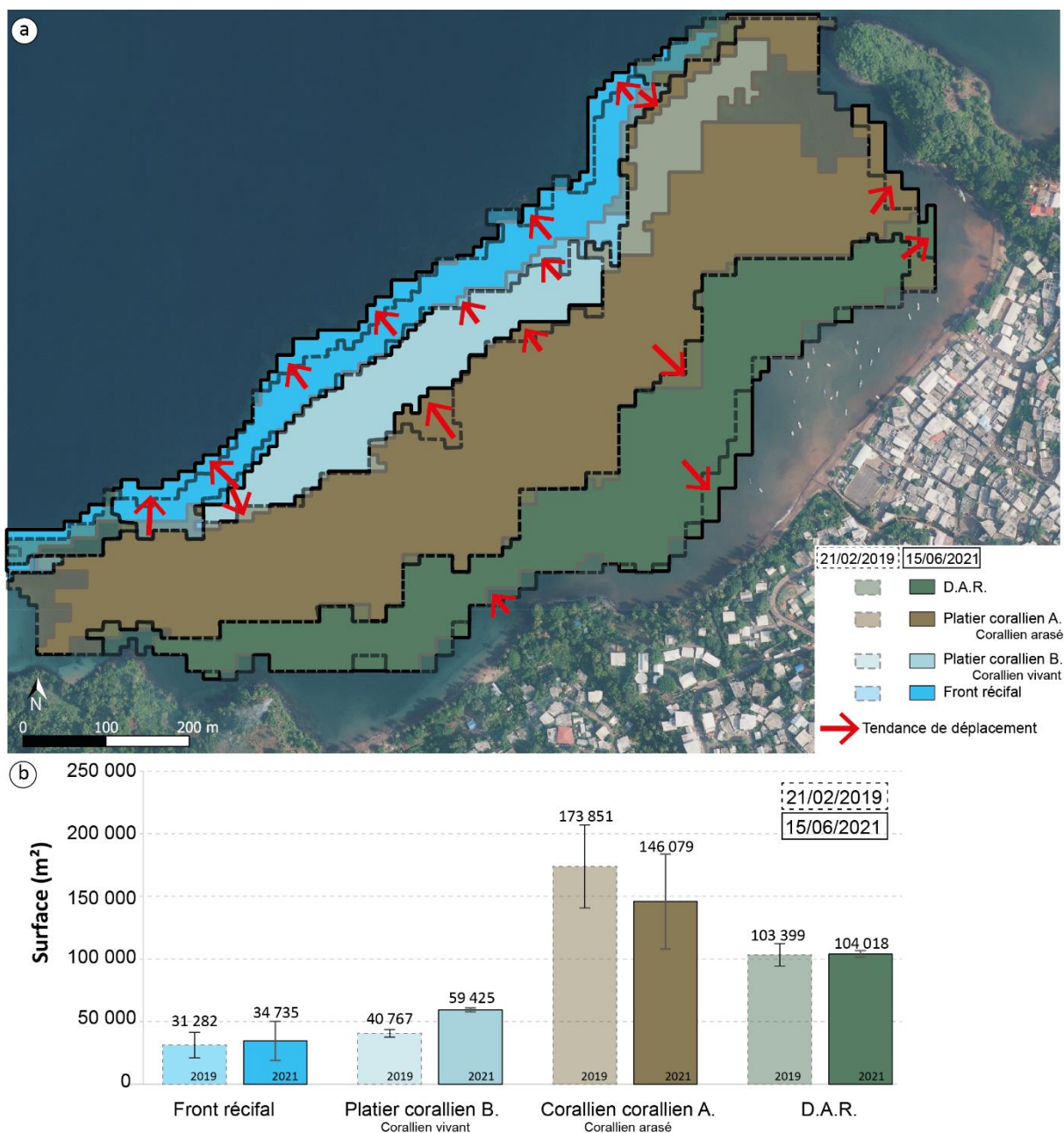


Figure IV-1 : (a) Comparaison temporelle entre les classifications du platier et (b) Évolution des surfaces en m² des différentes unités biogéomorphologiques du platier de Mtsamboro à partir des images Sentinel-2 de 2019 et 2021.

IV.1.2 Évolution du trait de côte entre 1969 et 2023

IV.1.2.1 Suivi topographique de la plage de Mtsamboro entre 2008 et 2023

Pour étudier l'évolution de la morphologie du platier et de la plage depuis le début de la subsidence, des profils topographiques *in situ* ont été réalisés à la fin de la saison humide depuis mars 2020. Ces mesures ont ensuite été comparées aux seules données pré-subsidence à notre disposition, effectuée en mars 2008.

La comparaison de ces profils pré et post-subsidence, ne présente pas de variations majeures. La seule variation remarquable entre ces profils est un abaissement (ajustement) des profils post-subsidence par rapport à ceux de 2008 (Figure IV-2). Cette différence d'altitude n'est pas liée à un réel changement morphologique mais est uniquement associée à l'affaissement de l'île.

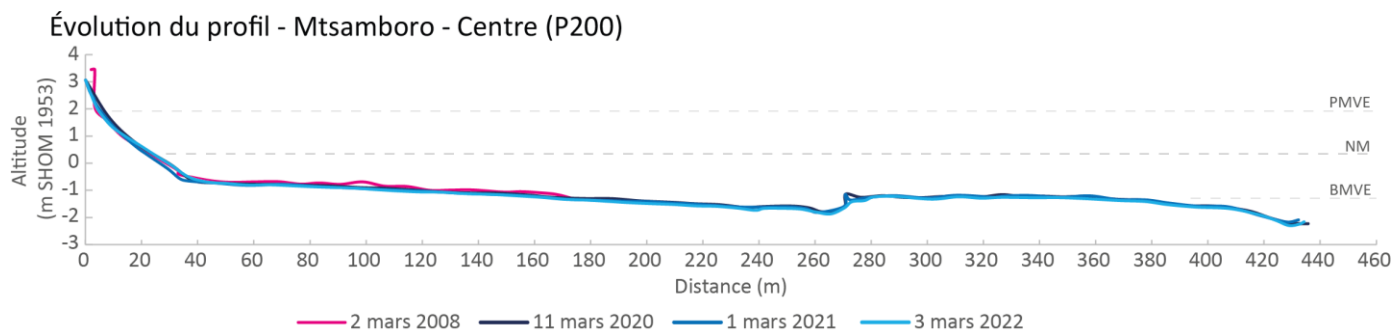


Figure IV-2 : Évolution du profil central de Mtsamboro de 2008 à 2022 en fin de saison humide. PMVE : Pleine Mer de Vives Eaux, NM : Niveau Moyen, BMVE : Basse Mer de Vives Eaux

IV.1.2.2 Tendances évolutives du trait de côte de Mtsamboro pré et post-subsidence (1969-2020)

Une fois l'étude de la topographie de la plage entre 2008 et 2023 effectuée, une étude des tendances évolutives du trait de côte entre 1969 et 2020 a été réalisée. Pour des raisons de lisibilité, seules trois périodes représentatives, 1969, 2016 et 2020 ont été représentées sur la Figure IV-3a. Sur l'ensemble de la période, une tendance générale à l'avancée du trait de côte a été observée. Cependant, cette évolution ne semble pas avoir été constante dans le temps. Entre 1969 et 2016, la plage semble avoir connu des phases d'accrétion, tandis qu'elle semble reculer depuis 2016. Afin d'évaluer ces évolutions de manière plus précise, les indicateurs NSM (*Net Shoreline Movement*) et LRR (*Linear Regression Rate*) ont été calculés pour les périodes suivantes : 1969-2016, 2016-2020 et 1969-2020 (Figure IV-3b et Tableau IV-1).

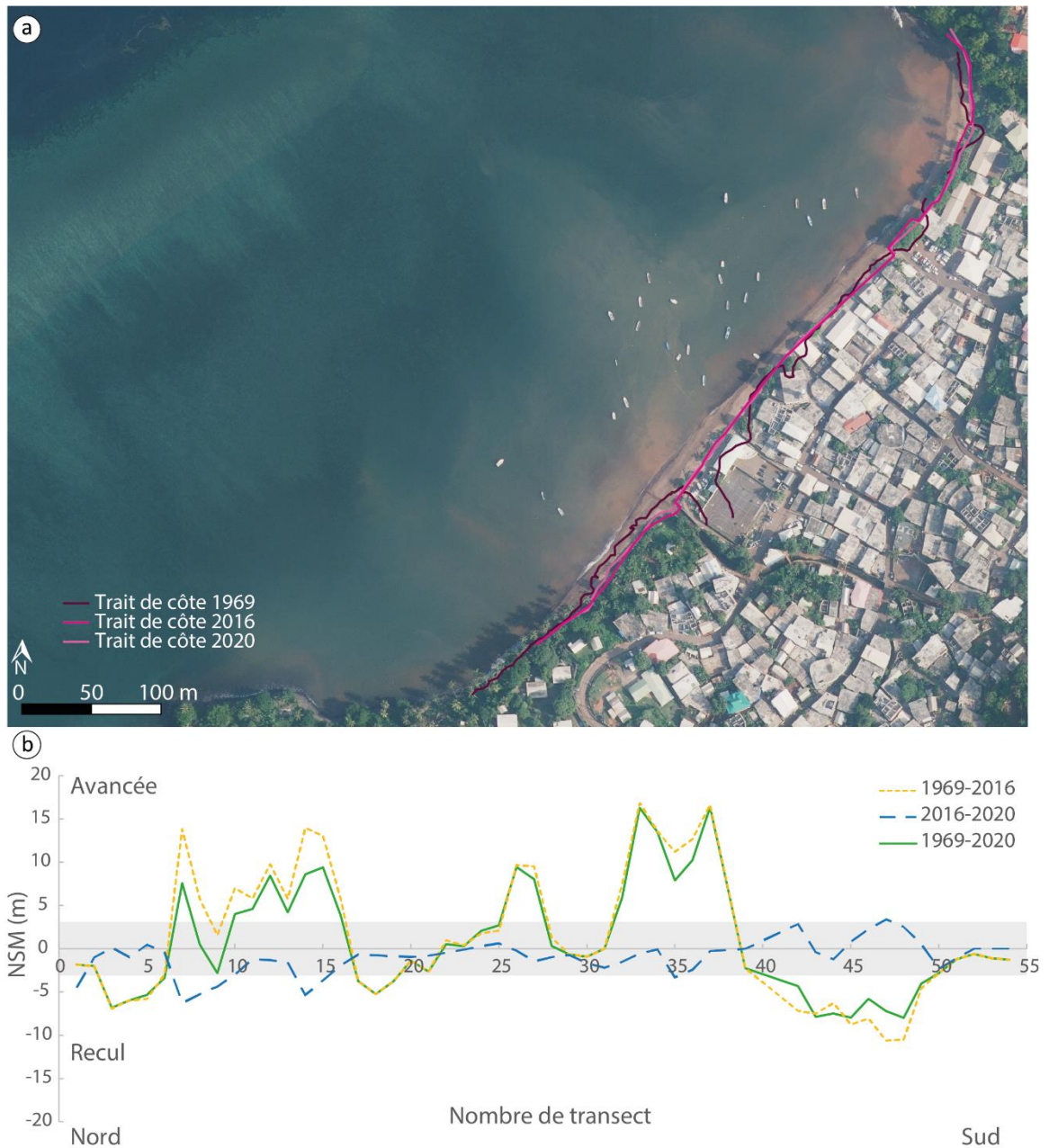


Figure IV-3 : (a) Évolution du trait de côte de Mtsamboro entre 1969 et 2020 (Source : orthophotographie IGN 2020), et (b) Évolution nette (NSM) du trait de côte de Mtsamboro entre 1969 et 2020 obtenue à partir de l'analyse DSAS. La ligne jaune en pointillés représente le NSM entre 1969 et 2016, la ligne en pointillés bleue représente le NSM entre 2016 et 2020, enfin, la ligne continue verte représente le NSM total entre 1969 et 2020

Pour la période 1969-2016, la valeur moyenne d'évolution (LRR) est de $0,03 \pm 0,28 \text{ m.an}^{-1}$, avec des taux de recul maximaux et d'avancée maximale de respectivement $-0,31 \pm 0,28 \text{ m.an}^{-1}$ et $0,41 \pm 0,28 \text{ m.an}^{-1}$ (Tableau IV-1). Ainsi, sur cette période, dans l'ensemble le trait de côte semble avoir avancé. À l'inverse sur la période 2016-2020, la valeur moyenne de l'évolution du littoral de Mtsamboro est de $-0,16 \pm 0,54 \text{ m.an}^{-1}$, avec un taux de recul maximal de $-1,57 \pm 0,54 \text{ m.an}^{-1}$ et un taux d'avancée maximal de $0,85 \pm 0,54 \text{ m.an}^{-1}$ (Tableau IV-1).

Tableau IV-1 : Taux de l'indice LRR obtenu à partir de l'analyse DSAS au niveau du littoral de Mtsamboro entre 1969 et 2020

Période	Avancée du trait de côte (m.an ⁻¹)			Recul du trait de côte (m.an ⁻¹)			Moyenne (m.an ⁻¹)
	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne	
1969-2016	0,01	0,42	0,19	-0,01	-0,31	-0,10	0,03
2016-2020	0,03	0,85	0,35	-0,02	-1,57	-0,49	-0,16
1969-2020	0,01	0,38	0,16	-0,01	-0,22	-0,09	0,03

Suite à ces résultats, une division de la plage en trois secteurs (nord, centre et sud) a été réalisée afin d'améliorer l'évaluation des différences d'évolution spatiale et temporelle (Figure IV-4). Entre 1969 et 2016, le changement le plus important a été observé au sud de la plage, avec un recul du trait de côte de $-0,16 \pm 0,26$ m.an⁻¹. En revanche, entre 2016 et 2020, l'évolution maximale du trait de côte s'est produite au nord de la plage, avec un recul de $-0,53 \pm 0,54$ m.an⁻¹ (Figure IV-4). Il semble donc y avoir eu une inversion de la tendance évolutive du trait de côte de Mtsamboro entre les deux périodes de mesure (1969-2016 et 2016-2020), entre le nord et le sud de la plage. Pendant la première période, le linéaire côtier du nord et du centre de la plage montre une accrétion tandis que le sud montre un recul. En revanche, sur la seconde période, le trait de côte du nord et du centre de la plage montre un recul, tandis qu'au sud de la plage il présente une accrétion (Figure IV-4). Ainsi, sur l'ensemble de la période de mesure (1969-2020), la dynamique globale de la plage est relativement faible ($0,03 \pm 0,18$ m.an⁻¹) (Tableau IV-1).

Si sur l'ensemble de la période (1969-2020) le trait de côte est resté stable, il présente une tendance au recul sur les 4 dernières années de suivi (Tableau IV-1). Bien que l'absence d'image en 2018 ne permette pas d'associer ces tendances de manière certaine à la subsidence de l'île, compte tenu de l'absence d'évènement extrême entre 2016 et 2018, la subsidence reste un facteur potentiel à prendre en compte dans ce recul du trait de côte.

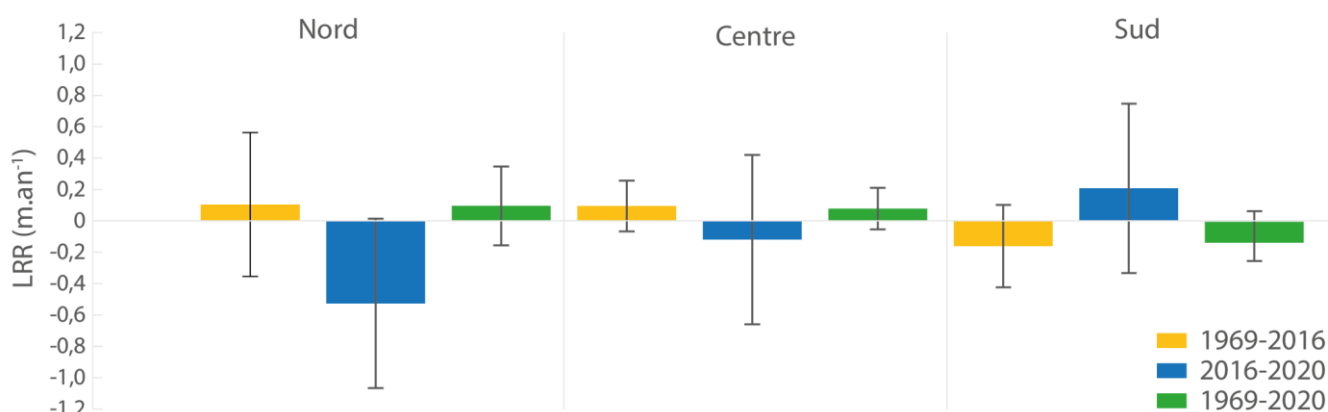


Figure IV-4 : Évolution de la moyenne de l'indicateur LRR pour les secteurs nord, central et sud, pour chacune des périodes étudiées (jaune de 1969 à 2016 ; bleue de 2016 à 2020 et vert pour 1969-2020).

IV.1.3 Synthèse des tendances évolutives du littoral de Mtsamboro

Si les limites spatio-temporelles des écosystèmes du platier ne semblent pas avoir évolué de façon significative depuis le début de la subsidence, une légère translation des unités biogéomorphologiques vers la côte dans la partie centrale semble s'être opérée. Cependant, l'amplitude des variations, les incertitudes de mesure et la temporalité (très courte) du suivi ne permettent pas d'associer cette translation avec certitude à la subsidence de l'île. Le suivi topographique n'a lui non plus pas présenté de variation notable pouvant être associée sans équivoque à la relative élévation du niveau marin. Enfin, concernant le trait de côte, de façon globale, il est resté relativement stable entre 1969 et 2020 ($+0,03 \pm 0,18 \text{ m.an}^{-1}$). Toutefois cette relative stabilité est contrastée, si entre 1969-2016, le trait de côte est resté stable ($+0,03 \pm 0,18 \text{ m.an}^{-1}$), il semble présenter un léger recul depuis 2016 ($-0,16 \pm 0,18 \text{ m.an}^{-1}$). La stabilité du trait de côte entre 1969-2016 est probablement à mettre en lien avec la création de murs en haut de plage entre 1969 et 2008 qui ont en partie stabilisé la ligne de rivage (Figure IV-5). Ces murs ont été créés par la municipalité dans le but de limiter les intrusions marines lors des marées hautes de vives eaux, déjà existantes avant la subsidence. Depuis 2016, un recul du trait de côte semble s'être effectué dans la partie nord de la plage. Cette différence spatiale pourrait avoir plusieurs origines, tel que la présence de décrochements dans le mur du haut de plage entre la partie centrale et nord, entraînant une diffraction des houles. La partie sud semble quant à elle être en accrétion. Cette accrétion pourrait découler de diverses influences, telles qu'une réduction de la pression anthropique en l'absence de constructions humaines susceptibles de fixer le trait de côte, ou encore par la présence d'*Ipomoea pes-caprae*, pouvant stabiliser les sédiments (Figure IV-5e), comme cela a déjà été observé sur d'autres littoraux (Desai *et al.*, 2003; Mendoza and Silva, 2017; Spiering *et al.*, 2021).

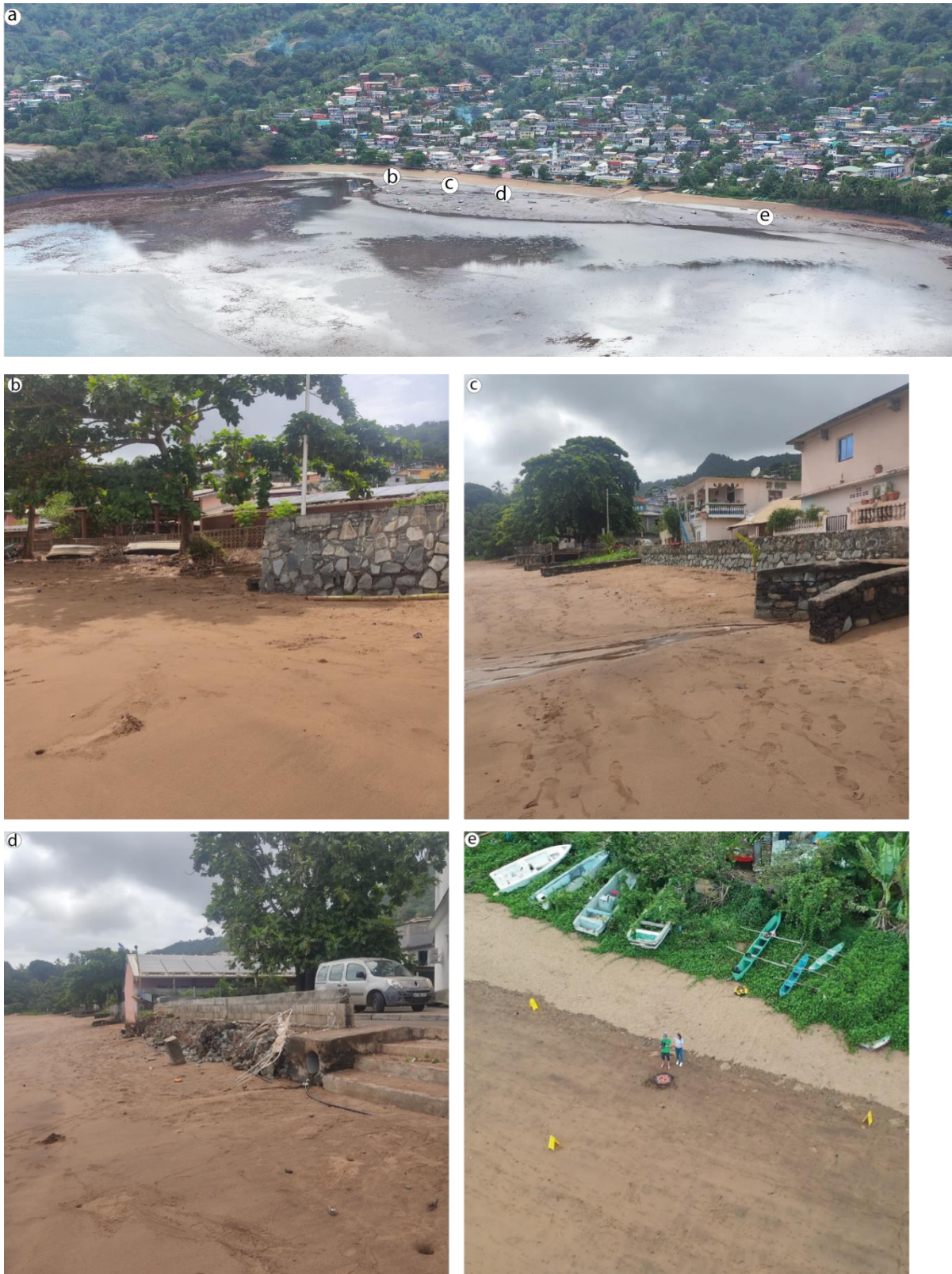


Figure IV-5 : Photographies du haut de plage de Mtsamboro, (a) perspective aérienne englobant la totalité de la plage, (b) vue vers le nord de la plage, mettant en évidence la fin du mur construit en haut de plage, (c) cliché des aménages du haut de plage sur la portion nord du littoral, (d) photographie du mur de haut de plage positionné au centre de la plage, et (e) vue aérienne des Ipomées situées au sud de la plage (clichées Y.Mercky et S.Charroux)

IV.2 Dynamiques spatio-temporelles sur le site de Sakouli

Pour rappel, Sakouli est le site de cette étude ayant subi la subsidence la plus importante (18,1 cm). Les caractéristiques géologiques et hydrodynamiques particulières de cette plage de poche entraînent une alternance saisonnière de la dérive littorale, induisant ainsi une rotation de la plage. Pour mieux comprendre les changements à l'échelle de ce site, nous avons (i) étudié l'évolution diachronique des unités récifales, avant et après la subsidence. (ii) Étant donné que ces évolutions spatio-temporelles peuvent influencer la morphodynamique de la plage ces évolutions ont été mis en perspective de l'étude des variations morphologiques de la plage depuis 2008 et sur l'évolution du trait de côte entre 1969 et 2022.

IV.2.1 Évolution spatio-temporelle des unités récifales de Sakouli entre 2017 et 2020

Les changements spatio-temporels des unités récifales en réponse à la crise sismique de Sakouli ont été étudiés à l'aide d'une classification supervisée en trois classes d'images Sentinel-2 (Figure IV-6a). Ces images ont été acquises le 27/05/2017 et le 03/10/2020, à des hauteurs d'eau respectives de 0,5 m et 0,6 m. Les conditions de la colonne d'eau étaient donc relativement proches. Dans ces conditions, au centre du platier, une légère translation des différentes unités biogéomorphologiques vers la terre est observée (Figure IV-6). La redistribution au niveau des caps rocheux est plus complexe quant à elle. Toutefois, l'analyse des dynamiques surfaciques de ces unités ne permet pas d'observer des changements notables entre 2017 et 2020 (Figure IV-6b). Cela permet donc d'émettre l'hypothèse non pas d'un changement de composition du platier mais d'une redistribution des différentes unités biogéomorphologiques vers la terre.

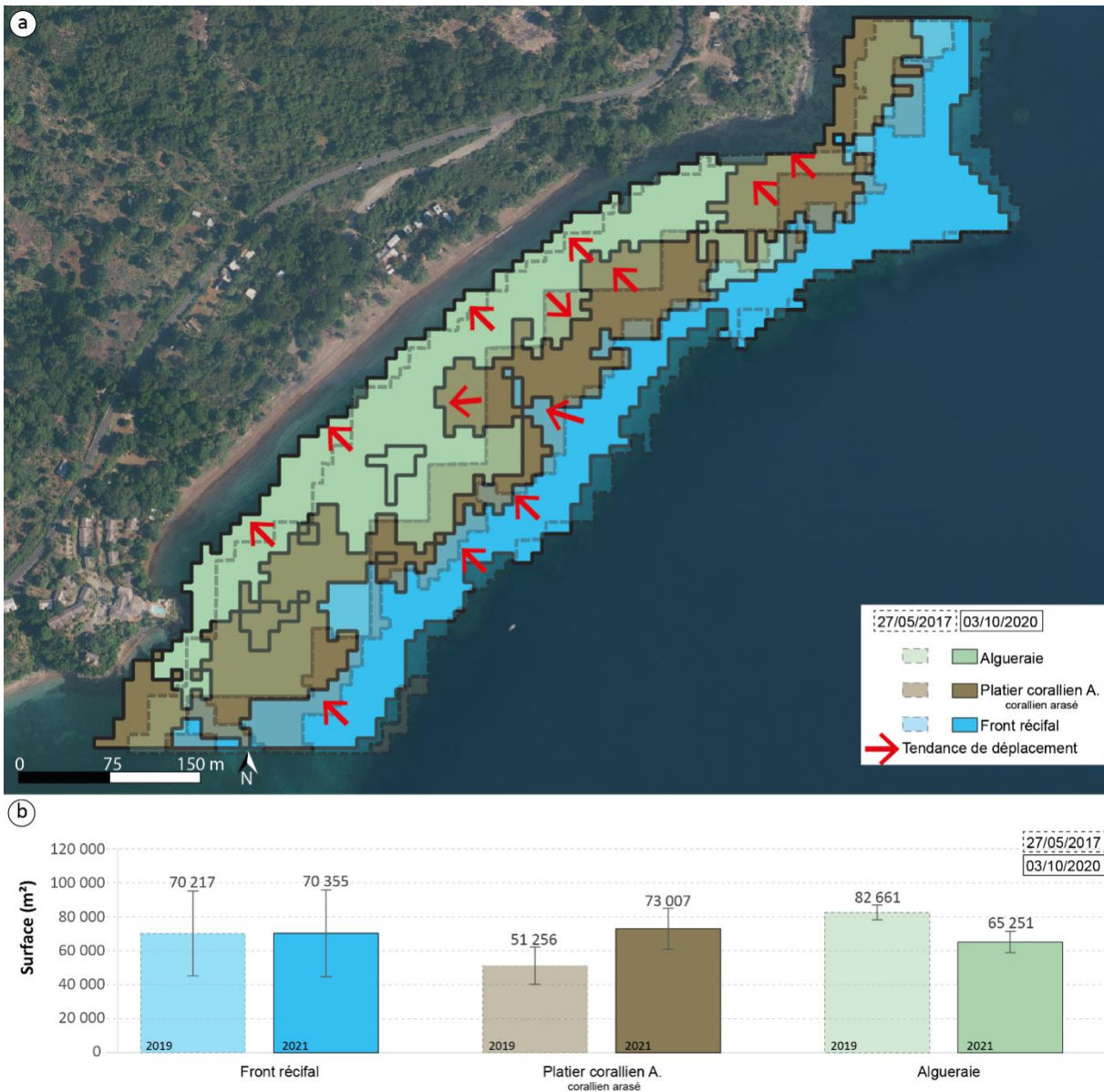


Figure IV-6 : (a) Comparaison temporelle et (b) Évolution des surfaces en m² des différentes unités biogéomorphologiques du platier de Sakouli entre les classifications à partir des images Sentinel-2 de 2017 et 2020.

IV.2.2 Évolution du trait de côte entre 1969 et 2023

IV.2.2.1 Suivi topographique de la plage de Sakouli

Afin de compléter les données acquises par le suivi diachronique des limites des unités biogéomorphologiques, les profils topographiques réalisés en saison humide sur la plage de Sakouli depuis 2020 ont été comparés à ceux réalisés en 2008. Dans l'ensemble, la plage de Sakouli a montré peu de variations entre les profils pré et post-subsidence (Figure IV-7). La principale source de changement entre les profils post-subsidence et le profil pré-subsidence est un abaissement de ces derniers par rapport au profil de 2008, non pas lié à un changement morphologique mais lié à

l'affaissement de l'île. Il est néanmoins possible d'observer des variations sur la position de la microfalaise de Sakouli au niveau du profil central P200 (Figure IV-7).

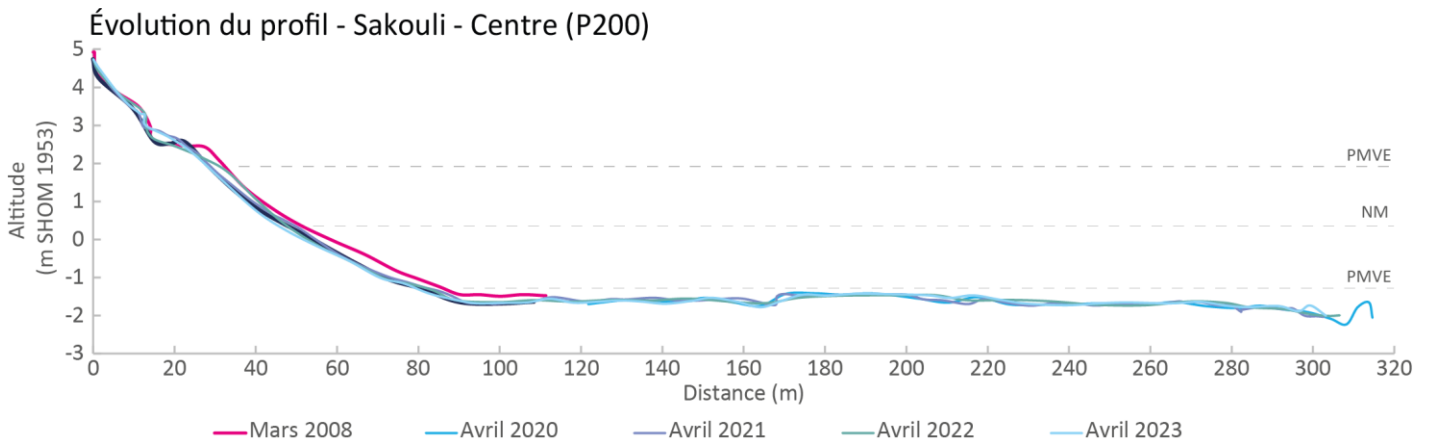


Figure IV-7 : Évolution du profil central de Sakouli de 2008 à 2022 en fin de saison humide. NM : Niveau Moyen, PMVE : Pleine Mer de Vives Eaux

IV.2.2.2 Tendances évolutives du trait de côte de Sakouli entre 1969 et 2021

Si les suivis topographiques ont mis en évidence un recul du trait de côte au niveau du profil central, ils n'ont pas permis d'en déterminer l'amplitude ni l'étendue spatiale. Les orthophotographies IGN permettent quant à elles de quantifier cette évolution. Dans un souci de lisibilité, seuls les traits de côte de 1969, 2019 et 2020 ont été représentés sur la Figure IV-8. Cette analyse montre un recul du trait de côte de la plage sur presque toute sa longueur entre 1969 et 2021. Toutefois, ce recul est non linéaire, de ce fait pour permettre une meilleure évaluation de ces différences spatiales et temporelles, les indicateurs NSM et LRR ont été calculés pour les périodes pré-subsidence (1969-2019), post-subsidence (2019-2021) et sur l'ensemble de la période de mesure (1969-2021).

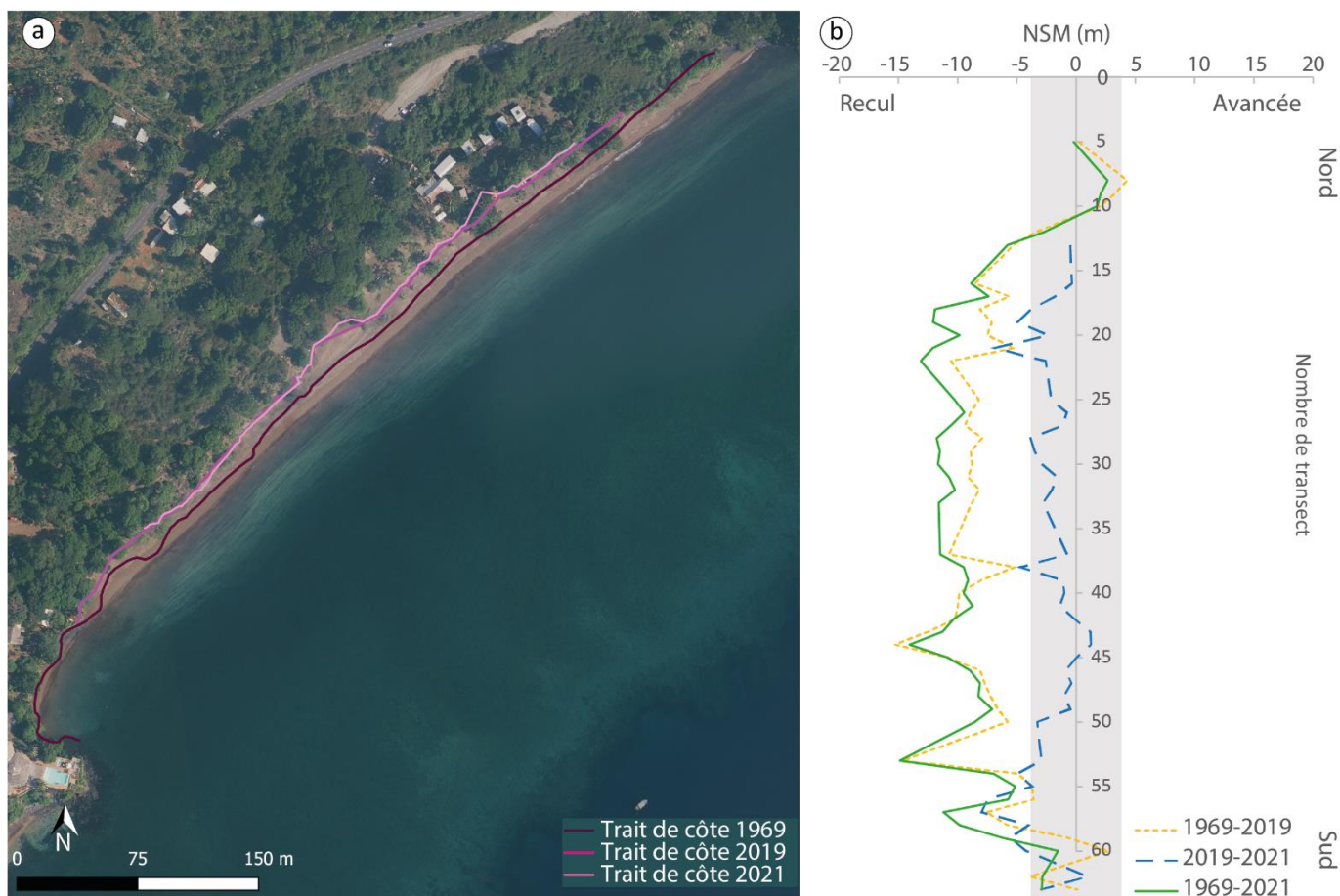


Figure IV-8 : (a) Évolution du littoral de Sakouli entre 1969 et 2021 (Source : orthophotographie IGN 2020) et (b) NSM du trait de côte de Sakouli entre 1969 et 2021 obtenu à partir de l'analyse DSAS. La ligne jaune en pointillés représente le NSM entre 1969 et 2019, la ligne en pointillés bleue représente le NSM entre 2019 et 2021, enfin, la ligne continue verte représente le NSM total entre 1969 et 2021.

Pour la période pré-subsidence (1969-2019), la valeur moyenne du LRR est de $-0,14 \pm 0,17 \text{ m.an}^{-1}$ avec des taux de recul et d'avancé maximal de respectivement $-0,32 \pm 0,17 \text{ m.an}^{-1}$ et $0,06 \pm 0,17 \text{ m.an}^{-1}$ (Tableau IV-2). En l'absence d'image de 2018, la période post-subsidence a été choisie entre 2019 et 2021. Sur cette période, le littoral présente un recul moyen de $-0,41 \pm 0,76 \text{ m.an}^{-1}$ avec un taux de recul et d'avancé maximale de respectivement $-1,79 \pm 0,76 \text{ m.an}^{-1}$ et $0,34 \pm 0,76 \text{ m.an}^{-1}$ (Tableau IV-2). Ainsi, sur l'ensemble de la période, le trait de côte de Sakouli semble avoir reculé d'en moyenne $-0,15 \pm 0,08 \text{ m.an}^{-1}$ (Tableau IV-2).

Tableau IV-2 : Taux de l'indice LRR obtenu à partir de l'analyse DSAS au niveau du littoral de Sakouli entre 1969 et 2021

Période	Avancée du trait de côte (m.an^{-1})			Recul du trait de côte (m.an^{-1})			Moyenne (m.an^{-1})
	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne	
1969-2019	0,02	0,09	0,06	-0,01	-0,32	-0,17	-0,14
2019-2021	0,07	1,95	0,83	-0,20	-4,83	-0,77	-0,28
1969-2021	0,01	0,04	0,02	-0,01	-0,27	-0,16	-0,15

Toutefois, ce recul n'est pas uniforme sur toute la plage, de ce fait la plage a été séparée en trois secteurs (nord, centre, sud), et la moyenne des indicateurs (NSM et LRR) a été calculée pour chaque période. Ces résultats sont à retrouver dans la Figure IV-9 et permettent d'améliorer l'évaluation des différences d'évolution spatiale et temporelle avant et après la subsidence. Entre 1969 et 2019, le secteur central est celui ayant évolué le plus rapidement avec des vitesses de recul d'en moyenne $-0,21 \pm 0,16 \text{ m.an}^{-1}$ tandis que les secteurs nord et sud ont peu évolué (moyenne respective de recul de $-0,09 \pm 0,13 \text{ m.an}^{-1}$ et $-0,10 \pm 0,24 \text{ m.an}^{-1}$) (Figure IV-9). De 2019 à 2021, les changements mesurés semblent être plus rapide avec des taux de recul moyens variant de $-0,72 \pm 0,24 \text{ m.an}^{-1}$ pour la partie sud à $-0,47 \pm 0,16 \text{ m.an}^{-1}$ pour la partie centrale. La très petite distance disponible pour la partie nord de la plage ne permet pas d'étudier son recul sur cette période. Conduisant à un retrait total (NSM) entre 1969 et 2021 plus important au centre de la plage ($-10,60 \pm 3,7 \text{ m}$) qu'au sud ($-7,08 \pm 3,7 \text{ m}$) et enfin qu'au nord ($-5,95 \pm 3,7 \text{ m}$).

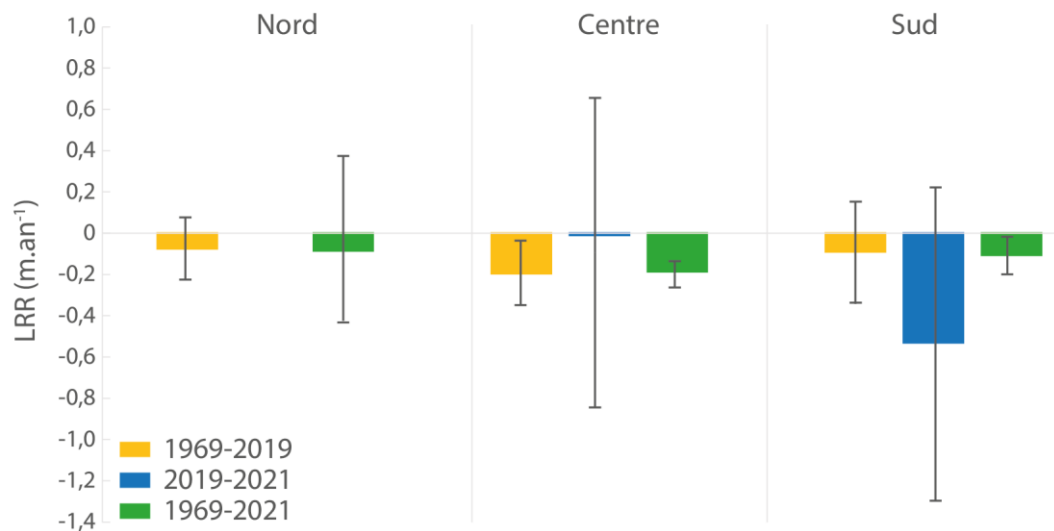


Figure IV-9 : Évolution de la moyenne de l'indicateur LRR pour les secteurs nord, central et sud, pour chacune des périodes étudiées (jaune de 1969 à 2019 ; bleue de 2019 à 2021 et vert pour 1969-2021) sur la plage de Sakouli.

IV.2.3 Synthèse des tendances évolutives du littoral de Sakouli

Les unités biogéomorphologiques du platier de Sakouli ne semblent pas présenter de variations surfaciques majeures. Toutefois, les limites des unités biogéomorphologiques semblent montrer une légère translation vers la terre. L'examen des profils topographiques n'a lui non plus pas révélé de changements morphologiques majeurs à l'exception du recul de la microfalaise d'érosion au niveau du profil central. Ce recul a été confirmé par l'étude de la cinématique du trait de côte entre 1969 et 2021. Entre 2019 et 2021, il a été 2 fois plus rapide que celui calculé pour la période 1969-2019. Bien que ces résultats soient à interpréter avec prudence en raison de l'incertitude des données et ne peuvent donc pas être attribuée avec certitude à la subsidence de l'île, plusieurs auteurs (Bidorn *et al.*, 2021; Nguyen Hao

and Takewaka, 2021; Amrouni and Heggy, 2022) relatent une accélération de l'érosion du trait de côte en lien avec une augmentation du niveau d'eau.

Des observations visuelles sur le haut de plage de Sakouli ont également montré une variation importante de la couverture d'*Ipomoea pes-caprae* au niveau du haut de plage entre mars 2021 et mars 2023 (Figure IV-10) pouvant permettre une relative stabilisation du trait de côte et ainsi limiter son érosion.



Figure IV-10 : Photographies du haut de plage de Sakouli (a) en mars 2021, (b) mai 2021 et (c) mars 2023, montrant la différence de recouvrement d'ipomée. La flèche rouge montre le même arbre sur les trois clichés. (Clichés S.Charroux)

IV.3 Dynamiques spatio-temporelles sur le site de Bandrélé

Pour rappel, le site de Bandrélé est situé à seulement quelques kilomètres de la plage de Sakouli. Malgré leur proximité, ces deux sites présentent des caractéristiques hydrosédimentaires distinctes. À Bandrélé, une mangrove est présente, résultat d'une sédimentation fine abondante. L'environnement sédimentaire de Bandrélé est également marqué par la présence de barres sablo-vaseuses qui peuvent avoir une dynamique rapide et influencer le développement des écosystèmes présents sur ce site.

IV.3.1 Évolution spatio-temporelle des limites des unités biogéomorphologiques du littoral de Bandrélé entre 2017 et 2021

Les évolutions spatio-temporelles des unités récifales en lien avec la crise sismique de Bandrélé ont été réalisées à partir de classification supervisée en quatre classes d'images Sentinel-2 datant du 27/05/2017 et du 15/06/2021, acquises respectivement à des hauteurs d'eau de 0,5 m et 1,8 m (Figure IV-11a). Les conditions de la colonne d'eau sont donc significativement différentes. L'analyse des tendances évolutives de ces unités biogéomorphologiques suggère une légère tendance à la translation vers les terres pour l'ensemble des classes sur le platier (Figure IV-11a). Les variations surfaciques détectées sont cependant faibles et se situent principalement dans la marge d'erreur de la méthode. Elle semble indiquer une augmentation d'environ 38 % ($+ 119\,344 \pm 58\,296 \text{ m}^2$) de l'unité « algueraie » entre 2017 et 2021. Cette augmentation de surface s'est produite aux dépens des unités biogéomorphologiques classées comme « front récifal » et « barres sableuses ». L'analyse de la surface révèle également une légère diminution d'environ 13 % des « barres sableuses » et de 10 % du « front récifal » en termes de surface (Figure IV-11b).

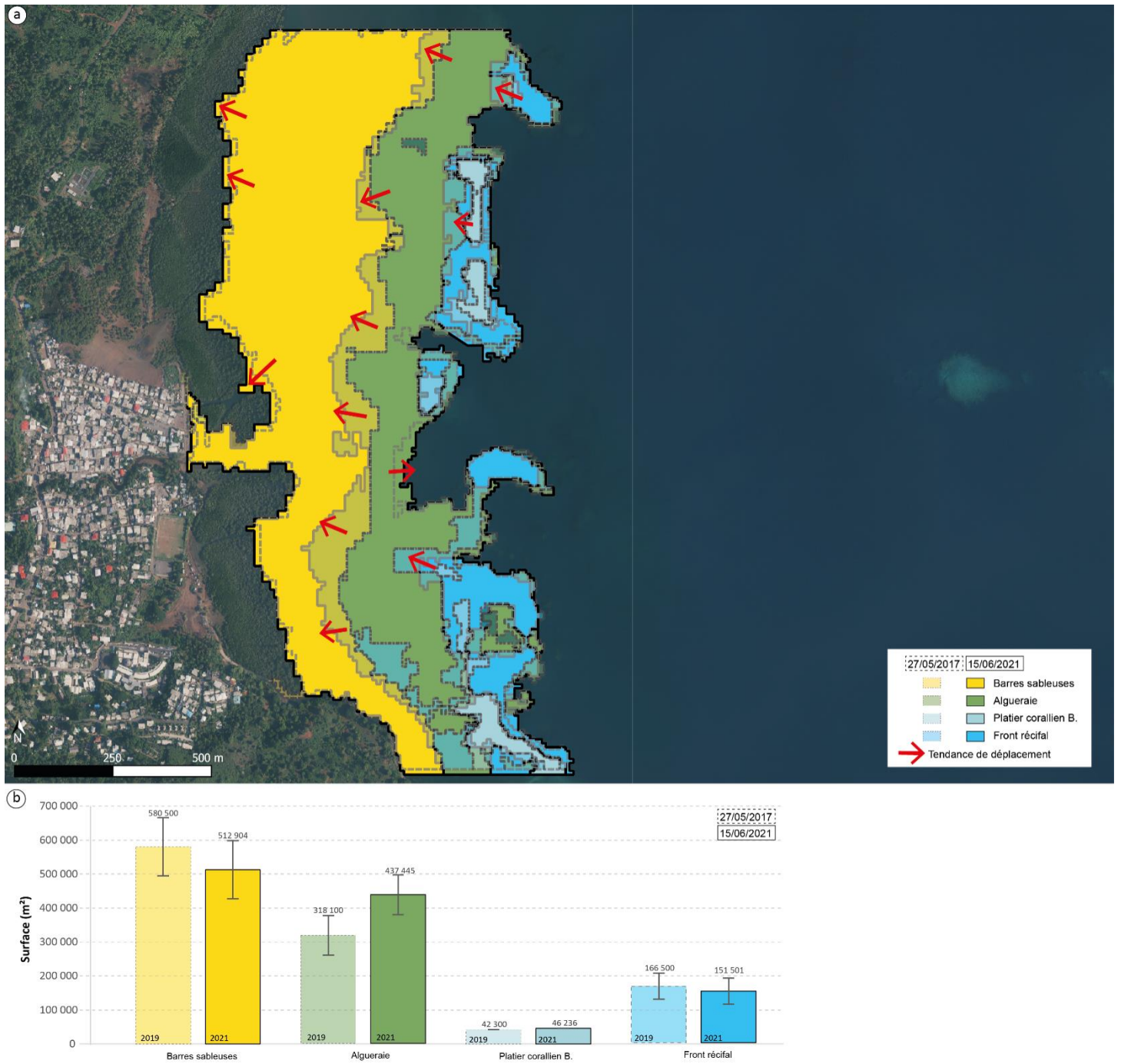


Figure IV-11 : (a) Comparaison temporelle entre les classifications du platier et (b) Évolution des surfaces en m² des différentes unités biogéomorphologiques du platier de Bandrélé à partir des images Sentinel-2 de 2017 et 2021.

IV.3.2 Évolution du trait de côte entre 1969 et 2022

IV.3.2.1 Suivi topographique du site de Bandrélé

En mars 2008, des profils topographiques ont été réalisés dans les secteurs nord (P100), centre (P200) et sud (P300) de Bandrélé. Ces mesures ont été comparées à des profils plus récents afin d'évaluer les variations morphologiques (Figure IV-12). Dans l'ensemble, les trois secteurs étudiés ont

connu des changements relativement modérés. Le profil sud (P300) présente une relative stabilité de son platier et de son estran. Cependant, depuis 2018 les profils montrent un aplatissement du haut de plage, qui ne semble pas être liée à la subsidence car le profil d'avril 2018 (avant le début de la subsidence) présente déjà cette variation. Quant aux variations topographiques observées au niveau du profil central (P200) et du profil nord (P100), elles semblent être principalement associées à la présence et aux mouvements longitudinaux et transversaux des barres sableuses, comme expliquées dans la partie III.2.4. Site expérimental de Bandrélé.

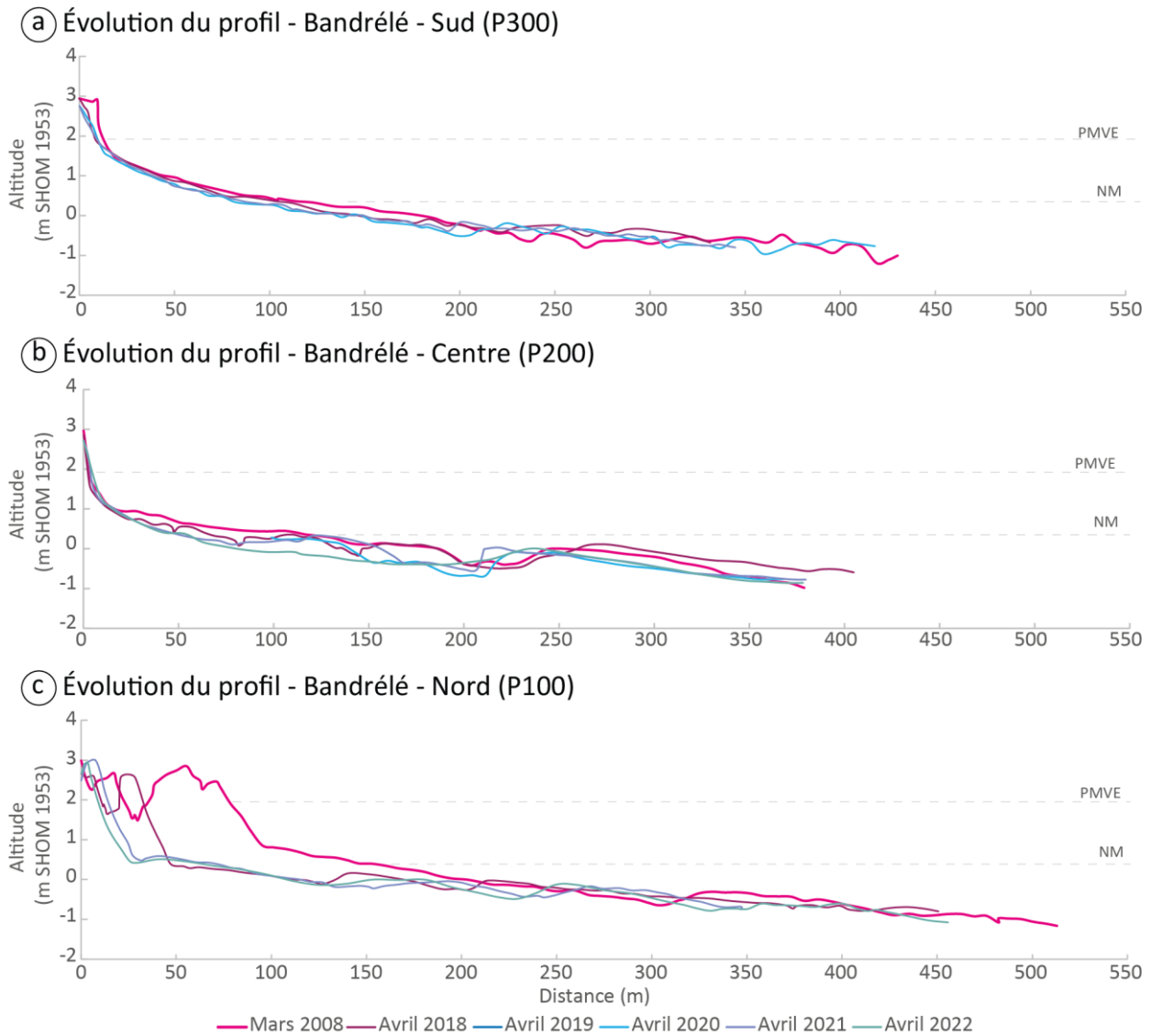


Figure IV-12 : Évolution du profil nord (a), central (b) et sud (c) de Bandrélé de 2008 à 2022 en fin de saison humide. NM : Niveau Moyen, PMVE : Pleine Mer de Vives Eaux

IV.3.2.2 Tendances évolutives du trait de côte de Bandrélé pré et post-subsidence (1969-2020)

La dynamique de Bandrélé diffère des autres sites en raison de la présence d'une mangrove de fond de baie. Dans le cadre de cette thèse, nous nous sommes intéressés à l'étude de la variabilité du front externe de la mangrove. Pour ce faire, nous avons défini le trait de côte comme étant le front externe de la mangrove (Thin and Hens, 2017). Par conséquent, une analyse des indices NSM et LRR a été réalisée sur la période de 1969 à 2020 à l'aide de l'extension DSAS. Les résultats montrent une avancée moyenne de $3,51 \pm 2,7$ m, ce qui correspond à une avancée moyenne de $0,09 \pm 0,42$ m.an⁻¹ (Figure IV-13). Cependant, cette faible avancée du trait de côte n'est pas uniforme dans le temps ni dans l'espace. Par conséquent, le littoral a été divisé en trois secteurs (nord, centre et sud) ainsi qu'en deux périodes, 1969-2016 et 2016-2020 (Figure IV-13, Figure IV-14 et Tableau IV-3).

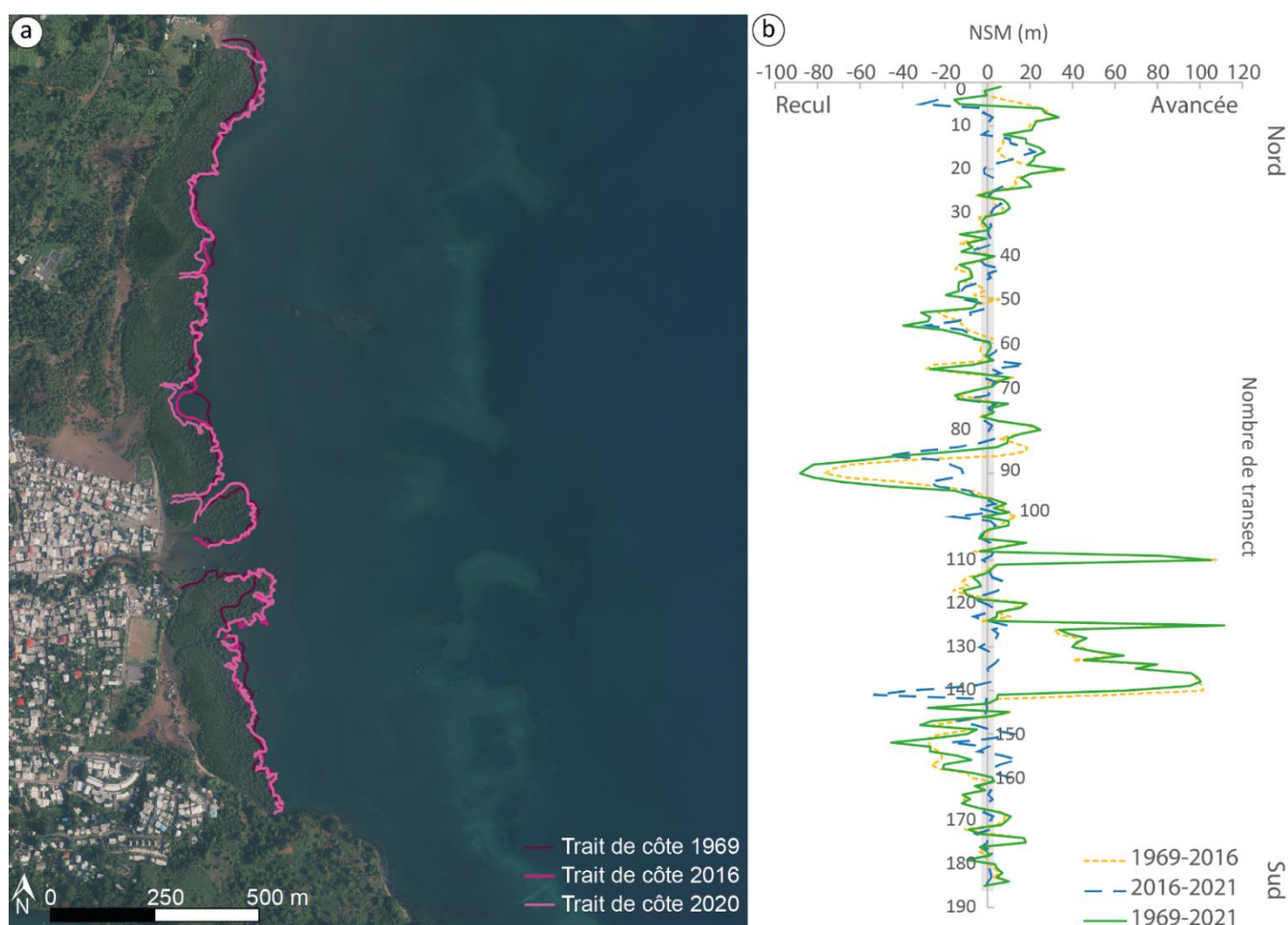


Figure IV-13 : (a) Évolution du littoral de Bandrélé entre 1969 et 2020. (Source : orthophotographie IGN 2020) et (b) Évolution net (NSM) du trait de côte de Bandrélé entre 1969 et 2020 obtenu à partir de l'analyse DSAS. La ligne jaune en pointillés représente le NSM entre 1969 et 2016, la ligne en pointillés bleue représente le NSM entre 2016 et 2020, enfin, la ligne continue verte représente le NSM total entre 1969 et 2020.

Sur la période 1969-2016, le trait de côte de Bandrélé a avancé en moyenne de $0,16 \pm 0,60 \text{ m.an}^{-1}$, avec des taux de recul et d'avancée maximale respectivement de $-1,39 \pm 0,60 \text{ m.an}^{-1}$ et $2,57 \pm 0,60 \text{ m.an}^{-1}$ (Tableau IV-3).

Tableau IV-3 : Taux de l'indice LRR obtenu à partir de l'analyse DSAS au niveau du littoral de Bandrélé entre 1969 et 2020

Période	Avancée du trait de côte (m.an^{-1})			Recul du trait de côte (m.an^{-1})			Moyenne (m.an^{-1})
	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne	
1969-2016	0,01	2,57	0,49	-0,01	-1,39	-0,28	0,16
2016-2020	0,01	5,52	0,90	-0,01	-13,47	-2,32	-0,42
1969-2020	0,01	2,56	0,45	-0,01	-1,73	-0,32	0,09

Cette avancée du trait de côte a été particulièrement notable dans le secteur sud (Tableau IV-3 et Figure IV-14). En revanche, sur la période 2016-2020, le littoral a reculé de $-0,42 \pm 0,38 \text{ m.an}^{-1}$, avec un retrait moyen maximum observé dans le secteur central ($-0,84 \pm 0,38 \text{ m.an}^{-1}$). Ainsi, sur l'ensemble de la période d'étude (1969-2020), le trait de côte a connu des phases d'accrétion dans les secteurs sud et nord, tandis qu'il a connu des phases de recul dans le secteur central. Cependant, une tendance au recul du trait de côte est observable sur les trois secteurs depuis 2016 (Figure IV-14).

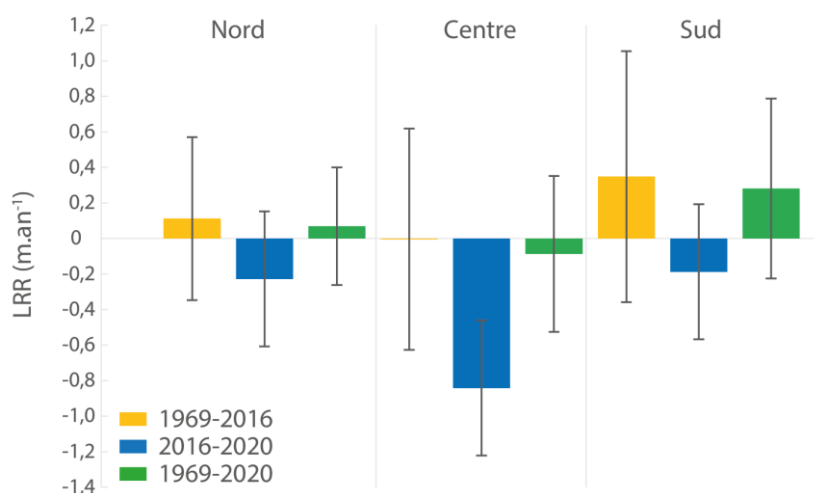


Figure IV-14 : Évolution de la moyenne de l'indice LRR pour les secteurs nord, central et sud, pour chacune des périodes étudiées (jaune de 1969 à 2016 ; bleue de 2016 à 2020 et vert pour 1969-2020) sur le littoral de Bandrélé.

IV.3.3 Synthèse des tendances évolutives du littoral de Bandrélé

L'évolution des limites des unités biogéomorphologiques du platier de Bandrélé semble montrer une légère tendance à la translation vers les terres. Cependant, les incertitudes de mesure ne permettent pas de détecter des variations surfaciques significatives. Ces incertitudes sont liées à la méthode utilisée et sont amplifiées par la concentration de sédiments en suspension sur le platier, due aux apports sédimentaires et à la présence de la mangrove, ce qui entraîne une augmentation de la turbidité de l'eau

et donc une diminution de la précision de la classification supervisée (Mumby *et al.*, 1997). Par ailleurs, comme expliqué dans le chapitre précédent, le platier de Bandrélé est caractérisé par la présence de barres sableuses qui peuvent avoir une dynamique à la fois transversale et longitudinale. Dans le cas d'une avancée des barres sableuses sur le platier, alors celles-ci pourraient avoir des conséquences sur les unités biogéomorphologiques du platier et entraîner un étouffement des herbiers et/ou des coraux présent sur le platier (Nugues and Roberts, 2003; Duckworth *et al.*, 2017; Jonesid *et al.*, 2019). À l'inverse un déplacement vers les côtes pourrait influencer directement la dynamique de la mangrove en favorisant ou défavorisant l'implantation de palétuvier (Gomes *et al.*, 2013; Susantoro *et al.*, 2019; McLachlan *et al.*, 2020). Les dynamiques des barres sableuses peuvent donc exercer une influence sur la dynamique du trait de côte (lorsque celui-ci est défini comme le front externe de la mangrove). Il subsiste tout de même de nombreuses interrogations concernant l'évolution morphodynamique de ces systèmes : le temps d'ajustement morphodynamique, la détermination du cadre hydrodynamique favorable à leur migration ou stabilité, les effets de la marée, l'influence des formations végétales sur la dynamique de la barre. Enfin, la variabilité morphologique des barres à une échelle de temps mensuelle à plurimensuelle et leurs relations avec la dynamique des formations végétales de la mangrove restent à préciser. Le système barre/mangrove est fortement influencé par les formations récifales, qui jouent un rôle déterminant dans les processus hydrodynamiques et la dynamique sédimentaire de l'estran. La morphologie du récif frangeant a un impact direct sur les flux liés à la marée et joue un rôle actif dans la morphodynamique des barres sableuses.

Ainsi, afin d'observer la dynamique du trait de côte entre 1969 et 2020, nous avons réalisé le suivi diachronique de son évolution. Sur l'ensemble de la période, le trait de côte semble être resté relativement stable (+0,09 m.an⁻¹). Une étude réalisée sur la période 1950-2016 de l'évolution surfacique de cette mangrove mettait en évidence une réduction de 5,93 % de sa surface totale (Jeanson *et al.*, 2019). Sur une période légèrement plus courte (1969-2016), notre étude a montré une avancée du front de la mangrove de l'ordre de +0,16 m.an⁻¹, semblant indiquer une accrétion de la mangrove. Ces différences s'expliquent principalement par la nature de l'étude. Jeanson *et al.*, (2019) ont examiné la superficie totale de la mangrove, tandis que notre étude s'est limitée à observer son front externe. La perte de superficie qu'ils ont mesurée n'est pas liée à une érosion du front externe de la mangrove mais plutôt aux pressions humaines exercées sur les franges intérieures de la mangrove, telles que le remblaiement et la construction d'habitations. Cependant, si sur la période 1969-2016, nous observons une légère avancée du front de la mangrove de Bandrélé, sur la période 2016-2020 on note un recul de -0,42 m.an⁻¹. Ce recul pourrait être expliqué par de nombreux facteurs, tels que la migration d'un banc sableux ou l'augmentation de l'énergie des vagues liée à l'élévation relative du niveau marin et entraînant une érosion des palétuviers. Toutefois, ce recul doit être pris avec précaution puisqu'il n'a été défini que sur la base de deux images (2016 et 2020) et il devrait être confirmé dans les années à venir par l'étude d'un jeu d'images et de données plus important.

Il est à noter qu'un projet d'aménagement du front de mer de Bandrélé est en cours. La première phase des travaux a été achevée début 2023. Cette phase du projet s'est concentrée sur la partie centrale, avec l'aménagement d'un belvédère, d'une aire de jeux pour enfants, d'un terrain de pétanque, d'une promenade littorale et d'une cale de mise à l'eau. Cependant, ce front de mer nouvellement aménagé est submergé lors des pleines mers de vives eaux (Figure IV-15). La subsidence de l'île est sans nul doute en partie responsable de la submersion de ce nouvel aménagement.



Figure IV-15 : photographies de l'aménagement du front de mer de Bandrélé (a) à marée basse (cliché S.Charroux) et (b) à marée haute de vives eaux (Cliché T.Claverie)

IV.4 Dynamiques spatio-temporelles sur le site de Ngouja

Enfin, la plage de Ngouja présente une valeur de subsidence intermédiaire parmi nos sites d'étude (14,5 cm). La dynamique de cette plage est principalement caractérisée par une alternance d'orientation de la dérive littorale, avec une dérive nord-ouest/sud-est en saison humide et sud-est/nord-ouest en saison sèche. Après avoir étudié les évolutions spatio-temporelles des limites des unités biogéomorphologiques du platier, nous avons ensuite examiné les modifications morphologiques et la dynamique du trait de côte de Ngouja entre 1969 et 2020.

IV.4.1 Évolution spatio-temporelle des limites des unités biogéomorphologiques du platier de Ngouja entre 2017 et 2021

Les évolutions spatio-temporelles des unités récifales en relation avec la crise sismique sur le site de Ngouja ont été examinées en utilisant des classifications d'images Sentinel-2 prises le 27/05/2017 et le 27/03/2021, avec des hauteurs d'eau respectives de 0,5 m et 0,7 m (Figure IV-16). Dans les conditions actuelles, et en prenant en compte la marge d'erreur, il n'est pas possible d'observer de réelle évolution surfacique des unités biogéomorphologiques de coraux morts et du front récifal. La surface d'herbier semble avoir augmenté de $22,6 \pm 17,7 \%$ tandis que la surface d'algueraie semble avoir diminué de $8,8 \pm 17,7 \%$ entre 2017 et 2021 (Figure IV-16b). Les faibles variations surfaciques observées à Ngouja montrent toutefois une légère tendance de translation vers les terres de la succession des unités biogéomorphologiques dans la partie centrale de la baie et une redistribution plus complexe en bordure (Figure IV-16).

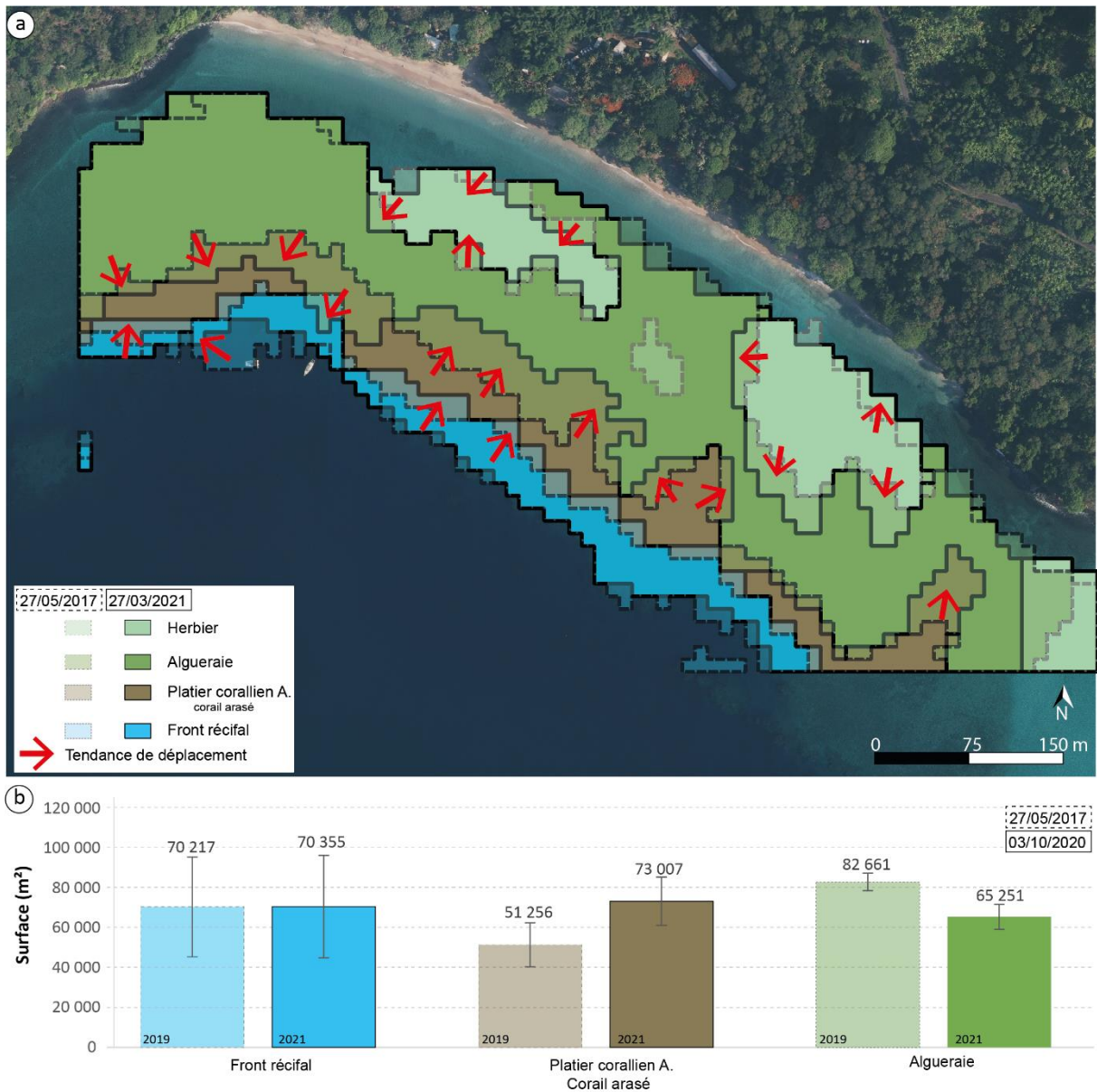


Figure IV-16 : (a) Comparaison temporelle et (b) évolution surfacique en m² entre les classifications du platier de Ngouja à partir des images Sentinel-2 de 2017 et 2021.

IV.4.2 Évolution du trait de côte entre 1969 et 2023

IV.4.2.1 Suivi topographique de la plage de Ngouja

Afin de compléter le suivi obtenu à partir de données satellitales, une analyse de l'évolution des profils transversaux de la plage, depuis 2008, a été réalisée (Figure IV-17). La comparaison des profils de 2008 et la période post-subsidence ne permet pas d'observer de changement significatif de la topographie de la plage.

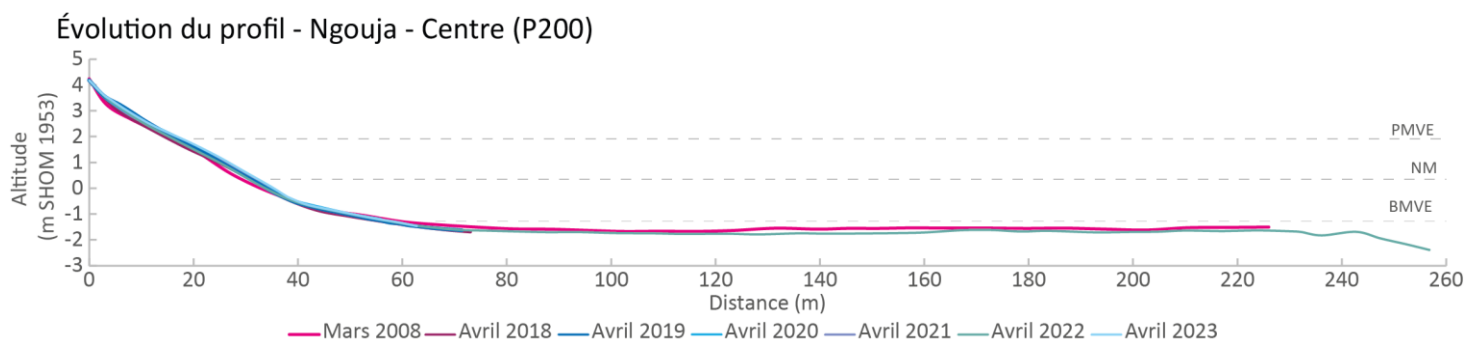


Figure IV-17 : Évolution du profil central de Ngouja de 2008 à 2022 en fin de saison humide. NM : Niveau Moyen, PMVE : Pleine Mer de Vives Eaux

IV.4.2.2 Tendances évolutives du trait de côte de Ngouja pré et post-subsidence (1969-2020)

La méthode de suivi du trait de côte par imagerie aérienne présente des limites dans la détection du trait de côte sous une végétation dense et haute. Selon le type de végétation, la largeur ou le volume de la plage peut évoluer sans entraîner de déplacement de la limite de végétation dense (Ford, 2012; Adnan *et al.*, 2016). Dans le cas de Ngouja où le haut de plage est partiellement couvert par une végétation dense comprenant notamment 31 baobabs (*Adansonia digitata*) (Patrut *et al.*, 2020), la détection du trait de côte sur de nombreuses zones par imagerie spatiale de ce littoral n’a pas été possible. Ainsi, pour notre analyse, les zones ayant un couvert végétal dense en haut de plage et qui ne permettent pas la détection du trait de côte avec certitude n’ont pas été prises en compte. Sur un linéaire côtier de plus de 600 m, seuls 32 transects ont été utilisés sur les 69 initialement créés, soit une suppression de plus de 54 % du linéaire côtier. Il convient de noter également que les incertitudes liées au géoréférencement des images et à la numérisation du trait de côte de Ngouja sont les plus importantes des sites étudiés ($\pm 4,7$ m). En conséquence, seule une analyse globale des indicateurs NSM et LRR a été réalisée sur l’ensemble des transects restant (Figure IV-18). Ces résultats semblent indiquer une certaine stabilité de la plage, avec un taux d’accrétion moyen de $0,03 \pm 4,7$ m.

Tableau IV-4 : Taux de l’indice LRR obtenu à partir de l’analyse DSAS au niveau du littoral de Ngouja entre 1969 et 2020

Période	Avancée du trait de côte (m.an ⁻¹)			Recul du trait de côte (m.an ⁻¹)			Moyenne (m.an ⁻¹)
	Min	Max	Moyenne	Min	Max	Moyenne	
1969-2020	0,01	0,21	0,11	-0,01	-0,20	-0,09	0,002

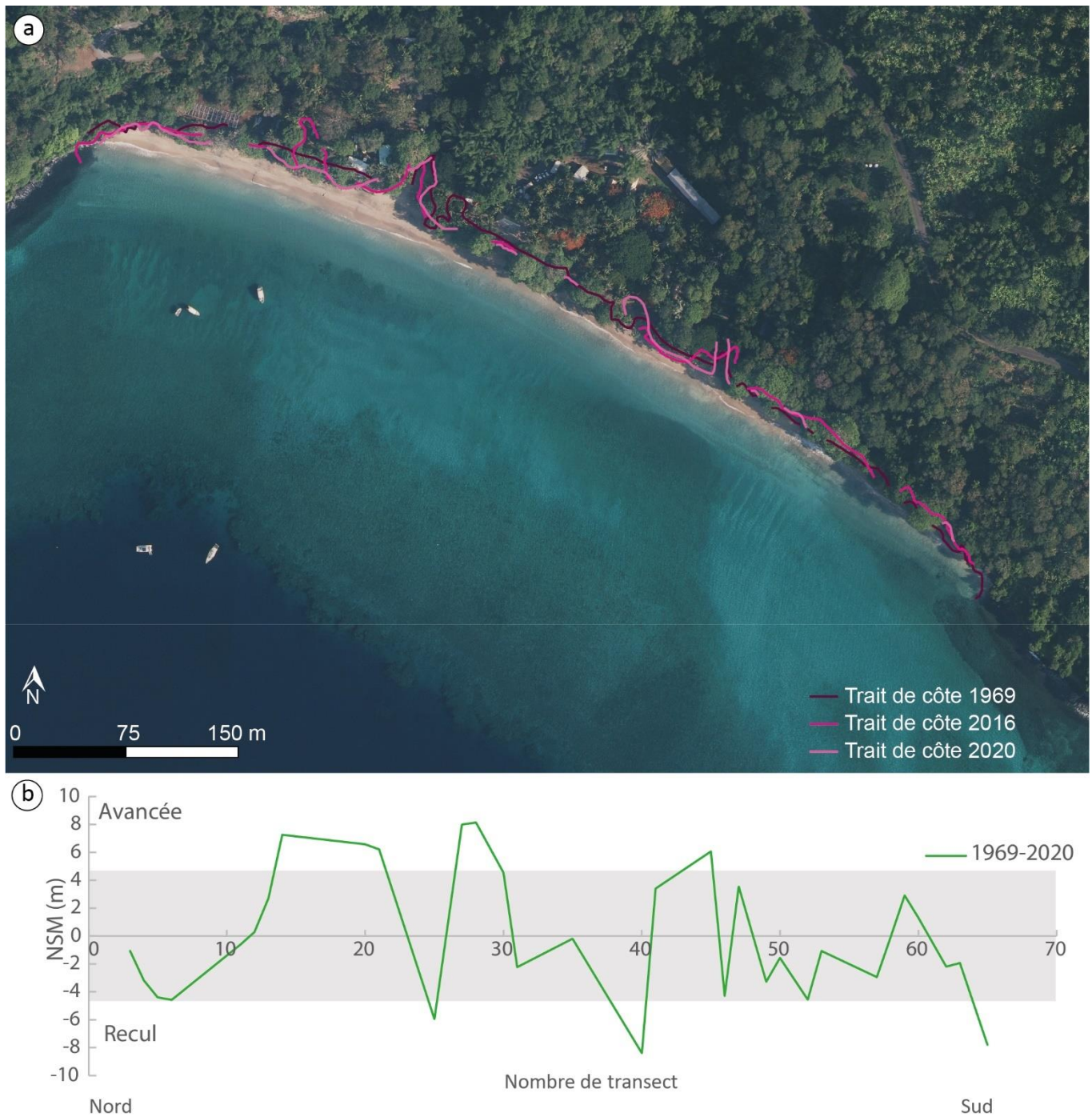


Figure IV-18 : (a) Évolution du littoral de Ngouja entre 1969 et 2020. (Source : orthophotographie IGN 2020), (b) Évolution net (NSM) du trait de côte de Ngouja entre 1969 et 2020 obtenu à partir de l'analyse DSAS

IV.4.3 Discussion des tendances évolutives du littoral de Ngouja

Sur l'étude de la variabilité des unités biogéomorphologiques du platier entre 2017 et 2021, la classe « herbier » semble avoir augmenté tandis que la classe « algueraie » apparaît avoir diminué. Le platier de Ngouja semble également présenter une légère translation des limites de ces unités vers les terres. Cette translation est relativement claire au centre de la plage mais est plus complexe aux

extrémités. Le suivi topographique pré et post-subsidence ne présente pas d'évolution majeure entre les profils. La méthodologie ne permet pas de mesurer avec précision l'évolution du trait de côte étant donné la quantité d'arbres présents sur le haut de plage. Cependant, des observations terrain, telles que la chute d'un arbre (Figure IV-19a et b), des microfalaises d'érosion (Figure IV-19c) ou encore le déracinement de la végétation (Figure IV-19d et e), suggèrent un recul du trait de côte à certains endroits de la plage. Par ailleurs, les ravines qui entaillent le haut de plage lors de pluies intenses peuvent également contribuer à la variation de la position du trait de côte car, bien que sporadiques, ces ravines peuvent participer à la déstabilisation de la végétation du haut de plage.

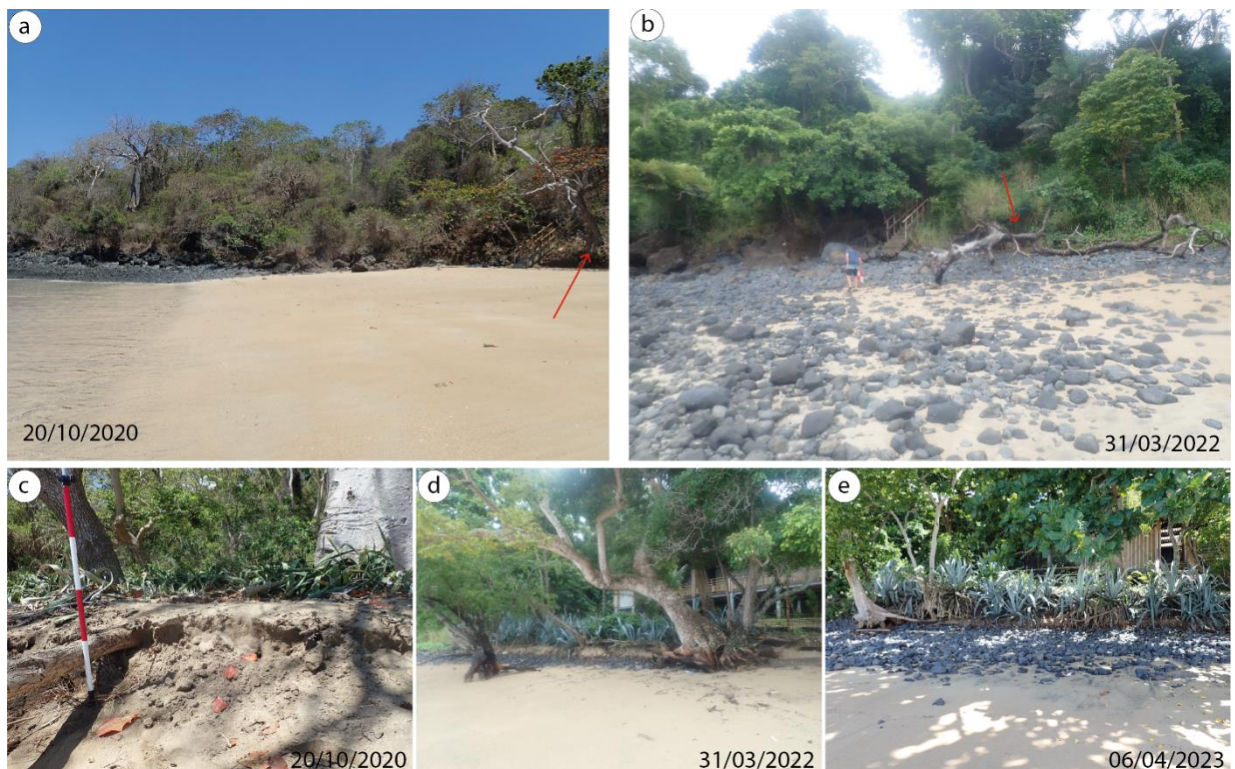


Figure IV-19 : Photographies des marques d'érosion de la plage de Ngouja. Les clichés (a) et (b) mettent en évidence la chute d'un arbre (indiqué par une flèche rouge) dans la partie Nord de la plage. Les clichés (c) à (e) illustrent différentes marques de recul du trait de côte sur l'ensemble de la plage. (Clichés S.Charroux)

Discussion et synthèse

En adoptant une approche intégrée de la zone côtière, cette étude visait à analyser l'influence d'une élévation rapide du niveau de la mer sur les variations spatiales des écosystèmes du platier, ainsi que sur la dynamique morphologique de la plage et du trait de côte.

Réponses des écosystèmes à la subsidence de l'île

L'analyse diachronique des variations spatiales des unités biogéomorphologiques du platier entre 2017 et 2021 n'a pas mis en évidence de variations majeures. Les variations de surfaces calculées de chaque type d'unité entre les images pré et post-subsidence, restent majoritairement dans la marge d'erreur de la technique utilisée. Toutefois, la répartition des limites de ces unités semble présenter une légère translation vers les terres dans la partie centrale des sites d'étude ainsi qu'une redistribution plus complexe en bordure.

S'il n'est actuellement pas possible de distinguer de variations notables sur les platiers mahorais avec cette méthode, une étude sur un platier récifal (île Salomon) ayant subi une subsidence rapide de 30 à 70 cm, en 2008, présente des résultats encourageants quant à la survie des coraux. Huit ans après cette subsidence, les coraux ont présenté une expansion horizontale de plus de 150 % (Albert *et al.*, 2017). Bien que l'élévation relative du niveau marin à Mayotte ait été plus faible, il est possible que les coraux profitent de ces nouveaux espaces disponibles. Sur les sites d'étude, le front récifal est majoritairement constitué d'*Acropora*, des coraux branchus qui ont une tendance de croissance rapide, leur permettant de suivre les fluctuations du niveau marin mais également de coloniser un nouvel espace disponible (Hamyton *et al.*, 2014; Albert *et al.*, 2017). Certaines études ont montré qu'ils pouvaient atteindre une vitesse de croissance verticale de 15 cm.an⁻¹ tandis que l'autre genre dominant les platiers des sites d'études, les *Porites*, ont des vitesses de croissances maximales de 1 cm.an⁻¹ (Scopélitis *et al.*, 2011). Ainsi, il est possible que leur croissance leur permette de rattraper le niveau marin, et que cette élévation relative du niveau de la mer leur soit favorable.

En raison d'une réduction de la luminosité causée par une élévation du niveau de la mer, il est probable que la superficie des herbiers diminue (Bulmer *et al.*, 2016; Davis *et al.*, 2016). Cependant, certaines études indiquent qu'une amélioration de la qualité de l'eau permettrait aux herbiers de conserver leur superficie malgré cette élévation du niveau marin (Saunders *et al.*, 2013). À Mayotte, l'augmentation d'une vingtaine de centimètres du niveau d'eau ne semble pas avoir affecté la clarté de l'eau. Par conséquent, il est peu probable que la distribution des herbiers soit limitée par la lumière incidente, comme cela a été observé dans les îles Salomon (Albert *et al.*, 2017). D'autres facteurs environnementaux peuvent néanmoins jouer un rôle prépondérant dans la répartition des herbiers dans cette zone. Parmi ces éléments, on peut citer par exemple la nature du substrat, l'exposition aux vagues (Callaghan *et al.*, 2015), les effets de la pollution (comme l'eutrophisation) (James *et al.*, 2023), la turbidité (Waycott *et al.*, 2009), l'impact de la consommation par les tortues (Fourqurean *et al.*, 2010), les variations de température (James *et al.*, 2023) ou encore les incidences liées aux maladies (Waycott

et al., 2009). Bien que l'élévation relative du niveau de la mer puisse être bénéfique pour le développement des unités biogéomorphologiques du platier, tels que les coraux et les herbiers, une augmentation du niveau marin peut également entraîner une augmentation de l'énergie des vagues à travers le récif. Cette modification des conditions hydrodynamiques peut favoriser la dégradation physique des récifs mais également remettre en suspension des sédiments, ce qui réduit également la luminosité et entraîne une diminution de la croissance des récifs ainsi que des herbiers (Storlazzi *et al.*, 2011; Albert *et al.*, 2016).

Ainsi, il est, pour l'instant, difficile de qualifier les dynamiques surfaciques des unités biogéomorphologiques du récif entre 2017 et 2021, qui pourraient être associées à la rapide subsidence de l'île. Les faibles modifications observées des limites biogéomorphologiques pourraient être liées à divers facteurs tels que les variations locales de l'hydrodynamisme, les événements météorologiques, la redistribution sédimentaire, les impacts d'une remontée du niveau marin due à la subsidence ou encore des facteurs anthropiques. Bien que les incertitudes de mesure liées à l'utilisation d'images Sentinel-2 (avec une résolution de pixel de 10 m) soient relativement importantes, cette méthode a fourni des résultats encourageants et pourrait être améliorée en utilisant des images de résolution plus fine, ainsi qu'en prolongeant la période d'étude depuis le début de la subsidence. Ces travaux font l'objet actuellement de recherches au sein du CUFR (communication personnelle – Aline Aubry). En complément de l'utilisation d'images à plus fine résolution, il serait également intéressant de surveiller *in situ* les taux de croissance verticale des coraux. La photogrammétrie sous-marine en plein développement pourrait être mobilisée. Les coraux ont tendance à croître verticalement jusqu'à atteindre le niveau de la mer et ensuite s'épandre horizontalement (Grigg, 1995). Il est donc probable qu'avant de pouvoir effectuer un développement horizontal, les récifs doivent dans un premier temps croître verticalement (cas de *keep up* ou de *catch up*). Ainsi, le temps de croissance horizontal peut être potentiellement plus long que les deux ans séparant les images satellites étudiées. Une équipe de recherche du CUFR mène actuellement une approche *in situ* pour mesurer la croissance verticale des coraux (communication personnelle – Thomas Claverie). Les premiers résultats de cette étude devraient être complétés par une campagne de terrain fin 2023. Par conséquent, il n'est pas exclu que les coraux aient déjà commencé leur croissance verticale et horizontale mais avec des valeurs actuellement inférieures à la marge d'erreur visible par notre approche par télédétection. Au vu du temps de croissance des coraux et des récifs, on peut également supposer que les coraux n'ont pas encore rattrapé le niveau marin et donc que l'augmentation relative du niveau d'eau sur les platiers soit uniquement associée à une augmentation de l'énergie des vagues (Ferrario *et al.*, 2014; Cheriton *et al.*, 2016).

Réponses morphologiques des plages à la rapide subsidence de l'île

En contexte récifal, l'hydrodynamisme est fortement influencé par la présence du récif. Dans la littérature, une augmentation du niveau d'eau au-dessus des structures récifales réduit les effets

d'atténuation des vagues causés par ces structures, entraînant par la même occasion une augmentation du transport sédimentaire et des variations morphologiques (Storlazzi *et al.*, 2011; Grady *et al.*, 2013; Siegle and Costa, 2017). Certaines études ont démontré que les platiers pouvaient être fortement impactés par l'élévation du niveau de la mer, avec une augmentation de la puissance des vagues pouvant atteindre 90 %, impliquant une tendance à l'aplanissement des plages et à l'alignement du trait de côte face aux houles dominantes (Siegle and Costa, 2017). Pour l'instant, ces variations dans la dynamique morphologique des plages d'étude n'ont pas été observées. Cette absence de variations morphologiques notables pourrait être expliquée par la dynamique saisonnière marquée que nous avons décrite dans le chapitre précédent. Selon les différents modèles réalisés par Grady *et al.*, (2013), la plus grande différence dans les taux de changements du transport sédimentaire le long des littoraux tropicaux serait principalement liée à l'état de santé du récif plutôt qu'à l'élévation du niveau marin. Un récif en bonne santé permettant une atténuation importante de l'énergie des vagues tandis qu'un récif dégradé aurait une rugosité plus faible et donc une atténuation de l'énergie moins importante.

D'après nos observations, les plages de Mayotte ne présentent pas de variation majeure depuis le début de la subsidence. Cette absence de réponse pourrait s'expliquer par les systèmes de baies fermées de l'île où l'apport de sédiments terrigènes est important et pourrait donc contribuer à compenser une élévation du niveau de la mer par des apports accrus. Cependant, il est probable que la redistribution des sédiments à travers le profil de plage puisse changer. Des observations sur les plages de Sakouli et de Ngouja ont mis en évidence des signes d'érosion lors des marées hautes au cours des trois dernières années. Certaines parties du haut de plage présentent maintenant une falaise d'érosion permanente avec une végétation déracinée. À Ngouja, des processus d'*overwash*, non visibles sur les profils de plage post-subsidence, ont également été observés au cours des deux dernières années, entraînant un transfert croissant de sable vers l'intérieur des terres à des endroits inhabituels de l'arrière-plage, ce qui pourrait à terme avoir un impact sur le bilan sédimentaire de la plage.

Réponses du trait de côte face à l'élévation relative du niveau de la mer

Enfin, le suivi de la dynamique du trait de côte de 1969 à 2020 montre, sur l'ensemble des sites, une relative stabilité. Cette dynamique n'est pas constante dans le temps. Entre 1969 et 2016, les traits de côtes de Mtsamboro et de Bandréle ont présenté une légère accrétion de leur trait de côte tandis que depuis 2016, un recul du trait de côte semble s'opérer sur l'ensemble des sites. Ce recul du trait de côte est particulièrement marqué à Sakouli où les taux de recul annuels ont été multipliés par deux par rapport à la période pré-subsidence. Si les conditions hydrodynamiques modifient la morphologie des plages et peuvent avoir un impact sur la variabilité du trait de côte, ce trait de côte est également dépendant des apports terrigènes et des ravines entaillant le haut de plage lors de pluies intenses. Ces ravines, bien que sporadiques, peuvent arracher la végétation en haut de plage et participer au recul du trait de côte, comme à Sakouli ou Ngouja. Mayotte est également un site de ponte de tortues marines (*Chelonia mydas* et *Eretmochelys imbricata*). À Ngouja, la nidification des tortues sur le haut de plage peut déstabiliser la

végétation environnante et remobiliser le sable, entraînant ainsi une bioérosion du haut de plage (Serafini *et al.*, 2009).

Bien que la méthode utilisée a présenté des limites dans sa mise en œuvre dans cette étude à Mayotte rappelons qu'elle est largement utilisée dans la littérature (Bheeroo *et al.*, 2016; Bachtiar, 2017; Ankrah *et al.*, 2023). Les études entreprises par plusieurs équipes de recherche du CUFR et inscrites dans le temps devraient permettre d'affiner ces résultats.

Synthèse

Pendant la période relativement courte de cette étude (2017-2021), aucune variation majeure n'a été observée dans la répartition des unités biogéomorphologiques des platiers de Mayotte en réponse à une élévation relative du niveau de la mer de 13 à 18 cm. Ces unités ont démontré une stabilité relative en termes de superficie, avec une légère migration vers la côte. Il n'est cependant pas exclu que sur un temps plus long, l'élévation du niveau marin due à la subsidence observée entre 2018-2020 puisse favoriser leur croissance verticale et horizontale, comme le suggèrent diverses recherches menées sur des platiers récifaux indo-pacifiques (Hopley *et al.*, 2007; Scopélitis *et al.*, 2011; Hamylton *et al.*, 2014; Perry and Morgan, 2017). La réponse des récifs à une élévation du niveau d'eau est influencée par plusieurs propriétés fondamentales du platier récifal, notamment le moment de l'initiation de la croissance du récif, la forme et la profondeur de la surface à partir de laquelle le récif s'est développé, le taux de croissance du récif et la relation entre la croissance du récif et les variations du niveau de la mer (Hamilton *et al.*, 2014). Bien que les observations actuelles sur les différents sites d'études n'aient pas révélé de changements notables dans la répartition des unités biogéomorphologiques des platiers et dans la morphologie des plages de Mayotte, il est important de prendre en considération que la subsidence de l'île, bien que rapide, a débuté en mai 2018 et s'est stabilisée relativement récemment (moins de 3 ans - décembre 2020). La réaction mesurée pourrait donc être influencée par le délai de réponse plus lent de ces écosystèmes, comme le suggèrent les modèles développés par Hamylton *et al.*, (2014). Il était cependant important d'entreprendre une caractérisation des dynamiques environnementales sur la période car l'événement volcanique ayant causé cette subsidence est encore en cours et pourrait induire d'autres crises sismiques à court terme (REVOSIMA, 2023) pouvant masquer les impacts de la crise étudiée.

L'interaction entre le système récif-plage est étroitement intriquée et il est impératif d'envisager ces éléments de manière globale plutôt qu'isolée. Les paramètres environnementaux et géologiques interagissent en permanence, générant des boucles de rétroaction complexes. Pour mieux anticiper les répercussions des changements environnementaux et développer des stratégies de gestion appropriées pour la protection et la préservation de ces écosystèmes vulnérables, une compréhension profonde de ces interactions entre les différentes composantes du système récif-plage est essentielle. Adopter une approche intégrée dans l'étude de ce système est donc incontournable pour appréhender la totalité des processus en jeu et leurs conséquences sur l'évolution du littoral et des récifs coralliens.

CHAPITRE V. Discussion générale

*“If you think in terms of a year, plant a seed; if in terms of ten years,
plant trees; if in terms of 100 years, teach people.”*

Confucius

Introduction

L'étude menée s'inscrit dans un contexte de subsidence. La subsidence de l'île a débuté en juillet 2018 et s'est stabilisée depuis décembre 2020. En effet, les déformations verticales et horizontales sont considérées comme négligeables depuis fin 2020 (REVOSIMA, 2023). Notre étude s'est basée sur un jeu de données réguliers depuis 2019 sur l'ensemble des sites d'étude et des données ponctuelles historiques réalisées en 2008 (Jeanson, 2009). L'objectif de cette étude était d'établir un état des connaissances sur la dynamique morphologique des littoraux tropicaux immédiatement après un événement significatif d'élévation rapide du niveau de la mer. Cette recherche se démarque par la convergence d'une situation exceptionnelle de subsidence rapide dans un contexte côtier récifal et la mise en place immédiate d'une étude interdisciplinaire dirigée par une équipe locale garantissant la pérennité des mesures.

Une augmentation du niveau marin conduit généralement à une augmentation significative de la hauteur des vagues, de la vitesse des courants et des taux de transport sédimentaire, ce qui induit des modifications de la dynamique morphologique des plages (Brunel and Sabatier, 2009; Vu *et al.*, 2018). D'après la littérature grise, en raison de la présence de caps rocheux à leurs extrémités qui restreignent les mouvements de sédiments à grande échelle, les plages de poche sont généralement considérées comme moins sensibles à l'élévation du niveau de la mer (Summers and Donner, 2018; Simeone *et al.*, 2021). Les plages de poche sont le type de plage dominant à Mayotte, offrant ainsi l'opportunité de suivre *in situ* différentes réponses de ces environnements à une élévation rapide du niveau de la mer.

La dynamique littorale des plages de poche sableuses s'inscrit dans plusieurs échelles spatio-temporelles (Figure V-1). Il était crucial de caractériser les variations aux échelles temporelles pertinentes, à savoir (i) les variations événementielles, (ii) les fluctuations saisonnières, (iii) les variations interannuelles, (iv) les tendances décennales, et (v) les répercussions de l'événement sismique. En l'absence d'événements météo-marins exceptionnels majeurs depuis le début de cette étude à Mayotte, nous avons concentré notre analyse sur les autres échelles temporelles grâce à un protocole méthodologique interdisciplinaire.

La discussion menée dans le cadre de ce chapitre est structurée autour de ces échelles temporelles. Nous commencerons ainsi, par aborder la saisonnalité des forçages météo marin et de la dynamique morphologique littorale. Ensuite, nous discuterons des impacts à courts terme d'une élévation rapide du niveau marin. Enfin, nous terminerons par apporter une première réponse des changements morphologiques à long terme au travers d'une approche par modélisation.

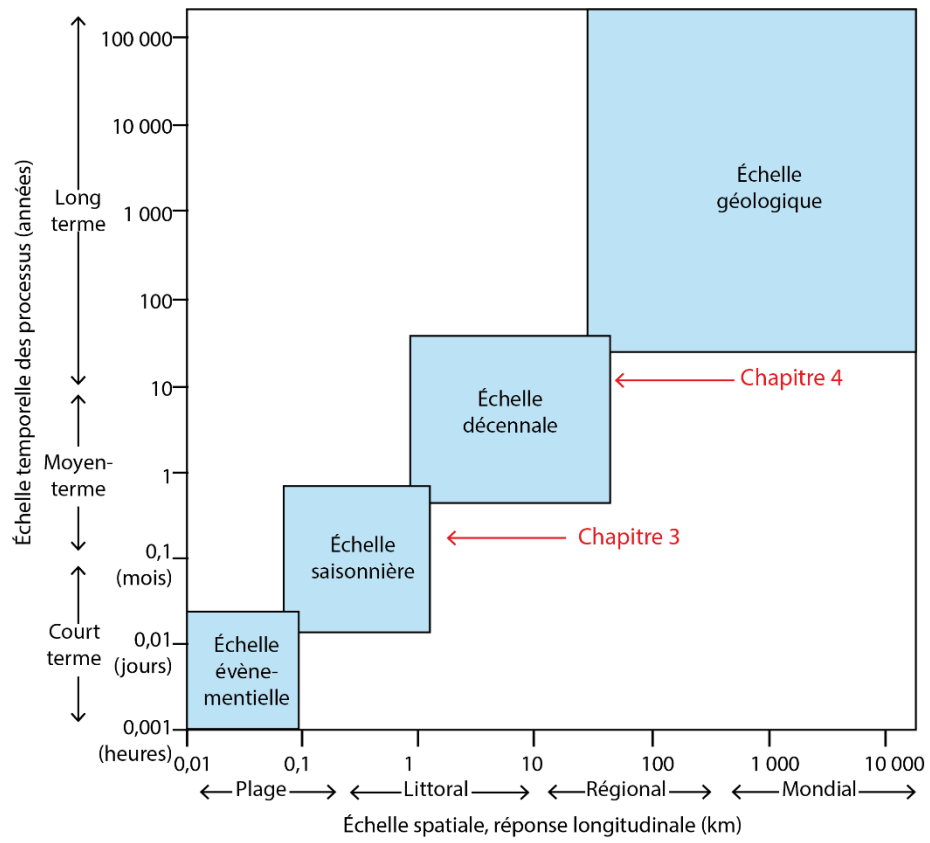


Figure V-1 : Définitions des échelles spatiales et temporelles impliquées dans l'évolution du littoral

V.1 Saisonnalité des forçages météo-marins et de la réponse morphologique de la côte

La dynamique des plages est gouvernée par les forçages météo-marins et les apports sédimentaires à forte variabilité spatiale et temporelle. Ainsi dans une première partie nous aborderons les caractéristiques saisonnières des forçages météo-marins à l'échelle de l'île et des plages étudiées, puis nous discuterons de leurs impacts sur la morphodynamique littorale sur chaque site.

V.1.1 Caractéristiques saisonnières des forçages météo-marins

Les conditions de vent affectant Mayotte montrent un **schéma saisonnier clair**, commun à de nombreux systèmes récifaux tropicaux de même latitude (Kumar *et al.*, 2013; Muhammed Naseef and Sanil Kumar, 2020). Le régime des vents est marqué par l'alternance mousson et houles australes, avec en saison sèche, des **houles australes en provenance du SE**, et en saison humide, des **vents de mousson en provenance du NNO** (Figure III-1). Bien que les houles australes soient généralement plus fortes, les vents de mousson peuvent occasionnellement atteindre des vitesses élevées, principalement lors du passage de dépression tropicale. Cette alternance saisonnière entraîne une **différence relativement marquée des conditions d'agitation entre le nord et le sud** de Mayotte, chacune des côtes étant alternativement exposée aux vents dominants. L'étude des vagues enregistrée par la bouée au large de Mtsamboro met en évidence cette variation saisonnière. Les hauteurs des vagues en eaux profondes correspondent à des **régimes d'énergie modérée (1-2 m)**, avec des **influences cycloniques épisodiques** pouvant entraîner des vagues de **plus haute énergie (> 3 m)** (partie III.1. Conditions de forçages météo-marins). Toutefois, dans le cadre de cette étude, nous avons pu mettre en évidence des **variabilités interannuelles**. Elles peuvent être attribuées à plusieurs facteurs, notamment la **direction et l'intensité des tempêtes tropicales** dans le bassin de l'océan Indien, ainsi que des modifications climatiques liées au **Dipôle de l'océan Indien** (Saji and Yamagata, 2003; Vinayachandran *et al.*, 2009). Ces variations peuvent également être influencées par l'alternance entre El Niño et La Niña (Zhang and Li, 2023), bien que ce n'ait pas été le cas sur la période de notre étude (Organisation météorologique mondiale, 2023). Toutes ces fluctuations climatiques et météorologiques entraînent des répercussions sur la réponse morphologique des littoraux.

De même, les résultats issus des diverses campagnes hydrodynamiques ont mis en évidence **l'influence significative des récifs coralliens et du lagon dans l'atténuation des forçages saisonniers**. Au cours des campagnes réalisées sur les sites de Sakouli et Ngouja, il a été observé que moins de 10 % des vagues enregistrées au-dessus des platiers coralliens présentaient une hauteur significative (H_s) dépassant 0,5 m. En revanche, pendant ces mêmes périodes, plus de la moitié des vagues enregistrées par la bouée affichaient des hauteurs significatives comprises entre 1 et 2 m. Bien que les mesures n'aient pas été effectuées exactement sur le même axe transversal, l'unique bouée de Mayotte se trouvant au nord-ouest tandis que les sites d'étude étaient à l'est et au sud-ouest, l'étude fournit une indication qualitative sur la capacité du triptyque récif barrière, lagon et récif frangeant de

Mayotte à atténuer l'énergie des vagues. Cette atténuation de l'énergie des vagues par les récifs barrières a déjà été documentée à Mayotte (Jeanson *et al.*, 2013) ainsi que dans de nombreuses autres régions récifales à travers le monde (Ferrario *et al.*, 2014; Gallop *et al.*, 2014; Costa *et al.*, 2016; Elliff *et al.*, 2019). Toutefois, les campagnes de terrains réalisées aux deux saisons sur les platiers de Mtsamboro, Sakouli et Ngouja ont clairement démontré une **alternance saisonnière qui reste marquée**. Pendant la saison sèche, les vents plus forts ont engendré des vagues provenant du sud, facilitant ainsi la propagation des vagues de mer de vent à travers les différents récifs. En revanche, pendant la saison humide, les vents moins intenses et d'origine plus variable ont créé des houles venant du nord avec des intensités moindres (III.2. Variations morphologiques saisonnières des plages de poches).

Ainsi, l'hydrodynamisme côtier de Mayotte présente un hydrodynamisme avec des variations saisonnières mais dont l'intensité, relativement faible, est contrôlée par le triptyque récifal (récif barrière, lagon et récif frangeant).

V.1.2 Morphodynamique des plages à l'échelle saisonnière

À Mayotte, les variations saisonnières de la morphodynamique des plages présentent des similitudes entre les sites, mais leur réponse montre également une variabilité interannuelle en fonction des caractéristiques saisonnières de chaque site.

V.1.2.1 Similarité intersite

Les mesures topographiques réalisées depuis 2019 sur les quatre sites d'étude à chaque intersaison ont permis de mettre en évidence une **grande variabilité spatiale de la réponse morphologique mesurée à l'échelle des profils dans des conditions hydrodynamiques variées**. Certains schémas se retrouvent sur plusieurs sites. Ainsi, sur les plages de Sakouli et de Ngouja, les variations morphologiques des profils mettent en évidence des **alternances saisonnières entre des phases d'érosion et d'accrétion**, lesquelles montrent une bonne corrélation avec les variations des directions des vagues mesurées sur les platiers. Les réponses morphologiques sont plus marquées aux extrémités des plages (P100 et P300) et se manifestent de manière quasi opposée (Figure III-11 et Figure III-24). Cette observation semble constituer une manifestation concrète du phénomène de « **rotation de plage** » qui caractérise le fonctionnement de la majorité des plages de poche (Figure V-2, ①) (Ranasinghe *et al.*, 2004; Turki *et al.*, 2013; Risandi *et al.*, 2020). La rotation des plages est un mécanisme caractérisé par des **oscillations périodiques de la dérive littorale** où la perte de matériaux à une extrémité de la plage est compensée par un dépôt à l'autre extrémité, créant ainsi des inversions cycliques dans le temps. L'ampleur de ces mouvements sédimentaires restent cependant faible par rapport à d'autres environnements puisqu'elles ne dépassent pas $-1,32 \pm 0,05$ m d'amplitude sur la plage de Ngouja.

V.1.2.2 Réponse spécifique des sites aux conditions d'agitations saisonnières

Si une certaine similitude intersites a été observée, il existe tout de même des **spécificités de site**. Par exemple, Ngouja connaît des **évolutions saisonnières longitudinales** plus marquées que Sakouli et Mtsamboro. Ces différences dans l'intensité de la rotation des plages peuvent en partie s'expliquer par la localisation de la plage. Ngouja est située au sud de l'île tandis que Sakouli et Mtsamboro sont respectivement à l'est et au nord-ouest de l'île. Les vents d'alizés (en saison sèche), étant plus intenses et de secteur sud, pourraient avoir un impact plus significatif sur la plage de Ngouja par rapport aux autres plages. Cependant, cette hypothèse n'a pas pu être vérifiée au cours de nos campagnes de mesure hydrodynamiques en raison du nombre de capteurs disponibles ne permettant l'instrumentation que d'un site par séquence temporelle. Bien que réalisées dans des conditions météo-marines non comparables, nos déploiements hydrodynamiques ont mis en évidence des conditions d'agitations plus importantes sur les platiers de Ngouja et de Sakouli que celles enregistrées à Mtsamboro, semblant indiquer une exposition aux vagues plus importantes sur les plages de Sakouli et de Ngouja en saison sèche par rapport à la plage de Mtsamboro (Tableau V-1).

Tableau V-1 : Moyenne des Hs lors de chaque campagne de terrain pour les sites de Mtsamboro, Sakouli et Ngouja

Site	Moyenne des Hs en saison humide (m)	Moyenne des Hs en saison sèche (m)
Mtsamboro	0,14	0,17
Sakouli	0,13	0,27
Ngouja	0,18	0,27

Outre l'exposition aux houles, la localisation de la plage sur l'île contrôle le paramètre **apports sédimentaires terrigènes**. Les bassins versants sud, présentent un réseau hydrographique plus petit avec moins de relief et sont majoritairement composé de cours d'eau non permanents. À l'inverse, les bassins versants nord et nord-ouest ont une morphologie plus escarpée et un réseau hydrographique plus important. Ainsi, les plages situées au sud de l'île, telle que Ngouja, auront une proportion d'apports sédimentaires terrigènes plus faible que les plages situées au nord et au nord-ouest, comme Mtsamboro (Faivre *et al.*, 2020). Les analyses granulométriques réalisées lors de cette étude sont en adéquation avec ces conclusions. Les plages de Sakouli et de Mtsamboro sont composées à plus de 65 % de sédiments terrigènes tandis que la plage de Ngouja n'en compte qu'environ 30 %. Sur la plage de Mtsamboro, en saison humide, il est possible d'observer des **transports sédimentaires transversaux** du haut de plage vers le bas de l'estran, tandis que cette tendance s'inverse en saison sèche (partie III.2. Variations morphologiques saisonnières des plages de poches) (Figure V-2, ②). La présence de ravines et de cours d'eau qui drainent un bassin versant d'une vingtaine d'hectares apparaissent être une des raisons de cette dynamique. Ces cours d'eau introduisent une quantité significative de sédiments lors de la saison humide tout en favorisant un transfert sédimentaire du haut de plage vers le bas de plage par ruissèlement (Figure V-2, ⑤). Outre l'impact sur les bilans sédimentaires, différentes études ont mis en lumière l'impact de la densité et de la morphologie des sédiments sur le transport sédimentaire. Pour des particules de taille

similaire, plus la densité des sédiments est élevée, moins leur potentiel de transport est important (Cutler *et al.*, 2017; Lepesqueur *et al.*, 2019). Les sédiments biodétritiques, issus de la décomposition de coraux et d'autres organismes bioclastiques présents sur les platiers, se caractérisent par leur forme plus irrégulière et leur densité apparente plus faible par rapport aux sédiments terrigènes (Wang *et al.*, 2020). Par conséquent, les sédiments bioclastiques ont un potentiel de transport sédimentaire plus élevé que les sédiments terrigènes. En outre, selon Alaguarda *et al.*, (2022) à Mayotte les sédiments bioclastiques proviennent en grande partie de la bioérosion des récifs, ils ont donc une granulométrie relativement fine. Sur la plage de Ngouja, la dominance des sédiments coralliens, les conditions hydrodynamiques plus agitées et la plus faible proportion d'apport sédimentaire terrigène entraînent des transports sédimentaires plus élevés, se traduisant par des variations morphologiques plus importantes. En revanche, à Mtsamboro, les conditions hydrodynamiques plus calmes, et les apports sédimentaires terrigènes plus important et plus cohésif limitent les variations morphologiques longitudinales.

L'analyse de la baie sablo-vaseuse de Bandréle semble confirmer l'importance de l'héritage géologique pour les plages de poche, en particulier le rôle crucial des caps rocheux qui assurent la diffraction/réfraction des vagues et limitent les échanges sédimentaires longitudinaux à grande échelle. En effet, bien que ce site soit exposé à des conditions hydrodynamiques initiales similaires à celles de la plage de poche de Sakouli, située à seulement quelques kilomètres au nord, sa dynamique côtière est très différente. L'examen des profils topographiques de la baie de Bandréle met en évidence l'influence morphologique dominante des barres sableuses. Ces barres sont soumises à des ajustements tant transversaux que longitudinaux, résultant de multiples facteurs liés à l'hydrodynamique, la morphologie et la sédimentologie (Leuven *et al.*, 2016; Villate Daza *et al.*, 2020) (partie III.2.4. Site expérimental de Bandréle). En effet, les changements morphologiques des plages de baie sont principalement influencés par la forme de la plage et les ratios d'indentation, la présence de courants de retour et de barres submergées, la longueur du littoral et le type de plage (Kleint *et al.*, 2002; Turki *et al.*, 2013). Le contrôle de l'hydrodynamisme par les barres sableuses semble plus favorable à la sédimentation fine permettant l'établissement de mangrove en fond de baie. Ces dépôts sont similaires à ceux observés dans d'autres environnements tropicaux à mangroves vaseuses (Anthony *et al.*, 2010). Les barres sableuses contrôlent l'hydrodynamisme et nourrissent dans leur translation les estrans sablo-vaseux colonisés par les mangroves (Jeanson *et al.*, 2019). L'ouverture de la baie garantie aussi sans doute un apport de sédiments plus important, permettant l'alimentation des barres sableuses (Anthony *et al.*, 2010). Toutefois les processus en jeu sont multiples, complexes et difficiles encore à prévoir (Ngoc *et al.*, 2013; Ranasinghe, 2016). Si l'étude des plages de poche de Mayotte est importante par leur représentativité et les enjeux humains et environnementaux qu'elles abritent, caractériser les dynamiques littorales contrôlées par les barres sableuses constituent elles aussi un enjeu dans l'objectif de caractériser la morphodynamique des littoraux à l'échelle de Mayotte.

V.1.2.3 Variations interannuelles intrasites des plages de poche

Outre ces différences intersites, des **variations interannuelles intrasites des plages de poche** sont observées à Mayotte. Ces variations peuvent être expliquées par divers facteurs, notamment par la variation annuelle des conditions de vent, qui influe directement sur l'énergie des vagues et leur angle d'incidence par rapport à l'orientation des plages, ainsi que par la fluctuation des apports sédimentaires terrigènes, principalement liée à l'intensité des précipitations pendant la saison des pluies. Par exemple, sur la plage de Sakouli, pendant la saison humide de 2022-2023, les vagues venant du sud-ouest ont induit une dérive littorale vers le nord, entraînant un transport sédimentaire plus important de la partie sud vers la partie nord de la plage. En revanche, lorsque les vagues ont une orientation sud-est, comme c'était le cas lors des autres saisons humides de notre étude, la configuration de la plage réduit l'angle d'obliquité des vagues, limitant ainsi le transport longitudinal et favorisant le dépôt de sédiments, ainsi que l'augmentation des transports sédimentaires transversaux (Figure V-2, ③). De même, les variations pluviométriques des saisons humides peuvent avoir une influence sur les apports sédimentaires terrigènes et sur les flux hydriques des ravines. La saison humide 2020-2021 a été la plus arrosée de notre période d'étude, cumulant un total de 1079,5 mm d'eau enregistré au niveau de la station de météo France de Pamandzi. À l'inverse, la saison humide 2022-2023 a été la moins arrosée avec un cumul des précipitations de seulement 581,1 mm (données météo France). Ces différences de pluviométrie pourraient contribuer à expliquer la diminution des volumes sédimentaires observés sur le site de Mtsamboro entre les saisons humides 2020-2021 ($16,73 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$) et 2022-2023 ($11,96 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$) (Figure III-5).

Ces observations soulignent finalement encore l'étroite correspondance qui existe, dans les processus d'érosion côtière, la direction et l'intensité des vents ainsi que leur durée d'action, mais aussi de la pluviométrie. On peut retenir aussi qu'il existe une forte relation entre l'amplitude de la rotation de la plage et la longueur de celle-ci. Cependant, cette relation est influencée par de nombreux autres paramètres tels que le type et la courbure de la plage, son exposition aux vagues incidentes et les paramètres granulométriques qui exercent une influence directe sur le transport sédimentaire. Ainsi, des études détaillées à long terme sur les processus de rotation de plage dans les systèmes de plages avec des degrés d'encaissement et des caractéristiques morphodynamiques distinctes sont nécessaires.

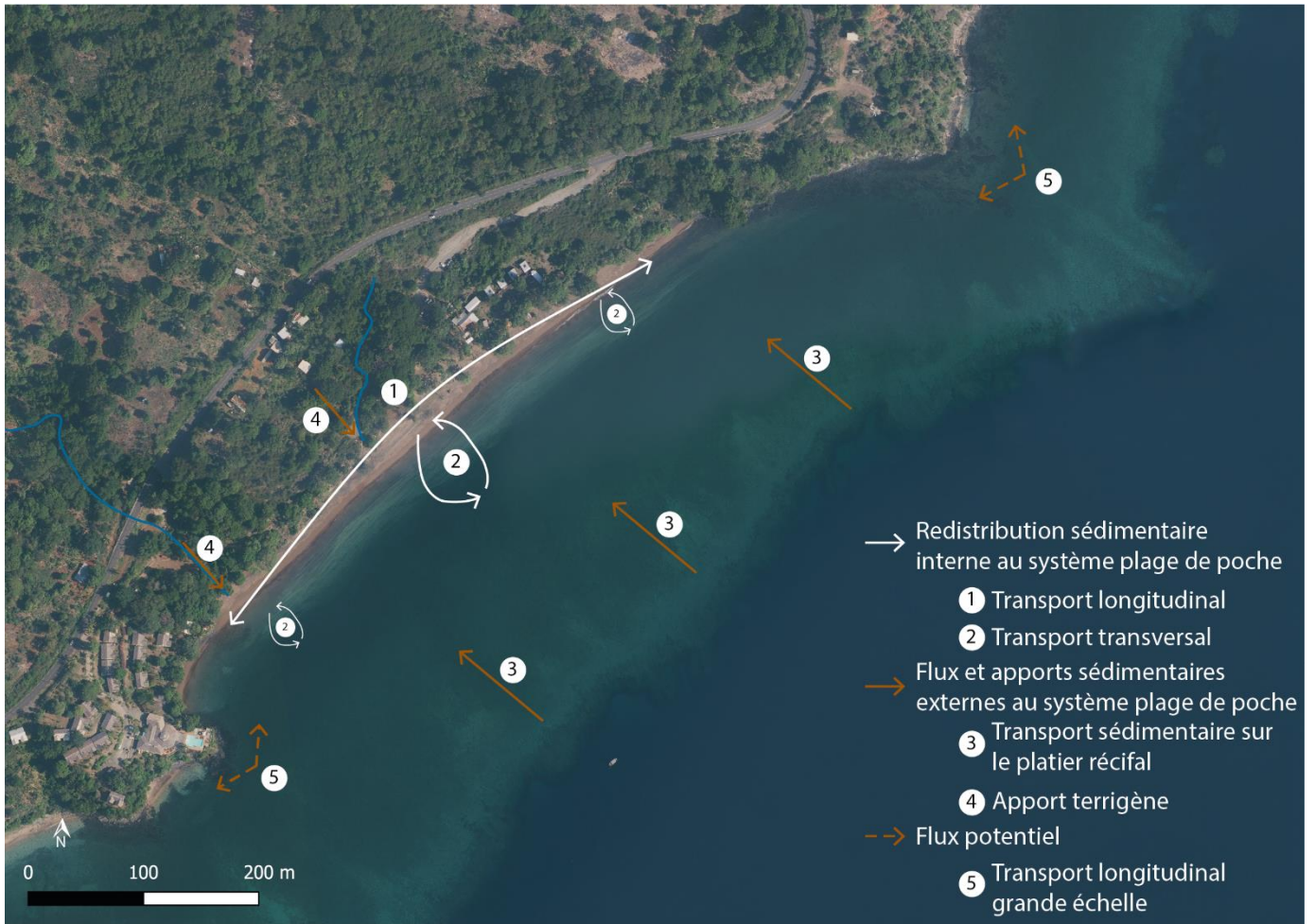


Figure V-2 : Schéma conceptuel des voies de transport sédimentaires (modifié d'après Harley et al., (2022)) (fond de carte orthophotographie IGN 2020).

V.2 Facteurs de contrôle de l'impact à court terme d'une élévation rapide du niveau marin à Mayotte

Débuté en contexte post-subsidence, les mesures produites dans le cadre de cette thèse ne peuvent à elles seules montrer l'impact d'une élévation rapide du niveau marin sur les littoraux. Il a été important de les mettre en perspectives des dynamiques pré-subsidence déjà observées. Ceci a pu se faire grâce à la mobilisation des données topographiques produites en 2008 et à l'utilisation d'images aériennes et satellitaires. Nous nous intéressons ici à la discussion de l'implication de la subsidence dans la morphodynamique des plages entre 2008 et 2023. Cela nous amènera à étudier les potentielles évolutions des unités biogéomorphologiques face à une élévation rapide du niveau marin, ainsi que les implications de la subsidence dans la morphodynamique littorale et la mobilité du trait de côte.

V.2.1 Évolutions potentielles des unités biogéomorphologiques face à une élévation rapide du niveau marin

Les plages de poche à Mayotte se trouvent dans un contexte récifal particulier marqué par le triptyque récif barrière, lagon et récif frangeant. Ce contexte se traduit par des forçages hydrodynamiques relativement faibles, caractéristique des plages d'arrière-récif (Lugo-Fernandez *et al.*, 1998a; Kench and Brander, 2006a; Gallop *et al.*, 2014; Costa *et al.*, 2016). Il existe ainsi un contrôle biologique de l'hydrodynamisme des plages, justifiant l'intérêt porté à la capacité d'adaptation des récifs face aux changements du niveau de la mer. L'adaptation des récifs à une élévation du niveau marin peut être définie comme la capacité du système corallien à croître verticalement et à s'étendre horizontalement (Saunders *et al.*, 2016). Dans un premier temps, nous explorerons la corrélation entre l'élévation du niveau marin et ses implications sur la création de nouveaux espaces disponibles ainsi que sur la dispersion des larves. Par la suite, nous analyserons comment cette élévation du niveau marin à entraîner une réduction des périodes d'exondation des récifs coralliens.

V.2.1.1 Création de nouveaux espaces disponibles et dispersion des larves

De nombreuses études ont mis en évidence une **relation bénéfique entre l'augmentation du niveau marin et la croissance des coraux** (Fenoglio-Marc *et al.*, 2012; Harborne, 2013; Saunders *et al.*, 2016). En effet, la croissance des coraux diminue naturellement au cours du développement des récifs à mesure que l'espace disponible se réduit (Morgan *et al.*, 2016). Ainsi, une fois que les récifs ont atteint le niveau marin, l'exposition à l'irradiance et à l'énergie des vagues limite les assemblages coralliens à des genres à calcification lentes tels que *Coelastrea sp.*, *Montipora sp.*, conduisant à un ralentissement de la croissance verticale (Morgan *et al.*, 2016). Une augmentation du niveau marin permet donc la **création de nouveaux espaces propices à l'accueil et à la croissance des coraux** (Fenoglio-Marc *et al.*, 2012; Harborne, 2013; Saunders *et al.*, 2016). L'augmentation de l'énergie des vagues, due à la hausse du niveau marin, **améliore également la capture des nutriments et la**

dispersion des larves de coraux (Sebens *et al.*, 1998), permettant ainsi la croissance des coraux et la distribution des espèces coralliennes sur le récif (Baldock *et al.*, 2015).

Ainsi une élévation du niveau marin pourrait notamment permettre une **augmentation de la couverture corallienne**, une **migration des zones récifales vers la côte**, une **diversité corallienne plus importante** et une modification de la structure des communautés avec une **abondance des espèces coralliennes à croissance rapide** (Brown *et al.*, 2011; Woodroffe *et al.*, 2013). Toutefois, l'augmentation de l'énergie des vagues entraîne une **augmentation du transport sédimentaire** (Browne *et al.*, 2013), ce qui accentue les **mécanismes d'érosion physique au sein des récifs** (Morgan *et al.*, 2016). Cela peut également induire une **turbidité plus importante au travers le récif**, réduisant la luminosité nécessaire à la croissance des coraux. Il est donc fortement probable que les récifs connaissent des transitions naturelles liées à la profondeur dans les assemblages coralliens et l'accrétion verticale des récifs, à mesure qu'ils continueront à remplir leur espace d'accueil et à se rapprocher du niveau de la mer. Toutefois, les assemblages pourraient évoluer. En cas de sédimentation importante, les communautés existantes pourraient être remplacées par des coraux tolérants aux sédiments (par exemple *Galaxea sp.*, *Lobophyllia sp.*, *Euphyllia sp.*) (Morgan *et al.*, 2016). Ces coraux dépendent principalement d'une alimentation hétérotrophe pour l'acquisition d'énergie en cas de sédimentation élevée et peuvent donc présenter une croissance et une calcification plus lentes (Anthony and Fabricius, 2000).

Dans le cas de notre étude, le niveau marin a augmenté rapidement d'une vingtaine de centimètres et les observations sur les communautés récifales ont été réalisées seulement deux ans après le début de la subsidence et sur un plan horizontal, ne permettant pas d'observer de variations dans la croissance verticale des coraux. À la résolution spatiales des images utilisées et à la taille de la chronique temporelle (2 ans), aucun changement dans la structure ni dans la diversité corallienne ne semble s'être opéré depuis le début de la subsidence. Cependant, cette élévation du niveau marin a **potentiellement augmenté l'espace disponible pour une expansion verticale** des colonies (Buddemeier and Smith, 1988). Il convient toutefois de noter que cette capacité d'expansion verticale dépend du taux d'élévation du niveau de la mer, qui doit être supérieur au taux de croissance des coraux (Brown *et al.*, 2011). À Mayotte, la croissance des récifs est pour l'instant relativement peu documentée, bien que des études soient en cours. Les études portant sur la croissance des coraux indiquent des variations importantes des taux de croissance en fonction de l'exposition et de la forme des coraux depuis le début du Pléistocène. Les taux les plus élevés coïncident généralement avec les tous premiers stades de croissance, contrôlé par des assemblages de coraux branchus dans des environnements à haute ou moyenne énergie. Les taux de croissance à Mayotte lors de cette période sont estimés être entre 4,3 et 7 mm.an⁻¹ (Montaggioni and Martin-Garin, 2020). Une fois le niveau marin rattrapé, cette vitesse de croissance a diminué pour atteindre des moyennes de 1 à 1,25 mm.an⁻¹ (Montaggioni and Martin-Garin, 2020). Cependant, à notre connaissance à l'heure actuelle, aucune donnée n'est disponible sur l'évolution de la croissance depuis le début de la subsidence. Toutefois, l'hypothèse de la capacité d'adaptation rapide des récifs à cette élévation relative du niveau marin, permettant de limiter les impacts morphologiques associés à une

augmentation du niveau d'eau a été formulé. Les études menées au CUFR par une équipe de biologistes devraient permettre de répondre à cette question. Le protocole déployé avait donc plus une visé d'état zéro que d'une espérance de mesure de dynamique significative.

V.2.1.2 Diminution des temps d'exondation

Une augmentation de la hauteur d'eau permet également de **diminuer les temps d'exondation** des récifs lors des basses mers de vives eaux. À Mayotte, le marnage important (3,20 m lors des marées hautes de vives-eaux moyennes et plus de 4 m lors des marées d'équinoxe), entraîne une exondation de certains coraux lors des basses mers. Les grandes marées basses et les fortes irradiations, particulièrement lorsque ce celles-ci ont lieu vers midi (comme à Mayotte), sont des contraintes importantes et structurantes pour les communautés de récifs coralliens intertidaux et elles peuvent être aussi dommageables que les événements de stress thermique (Anthony and Kerswell, 2007). L'augmentation du niveau relatif de la mer à Mayotte semble avoir réduit les temps et la fréquence d'exondation des récifs (observation personnelle) (Figure V-3) et pourrait favoriser leur développement. Toutefois, des études ont montré qu'en cas de faible hauteur d'eau, la température de l'eau restante sur le platier pouvait dépasser celle atmosphérique et donc engendrer tout de même un stress thermique important (MacKellar and McGowan, 2010; Jimenez *et al.*, 2012).

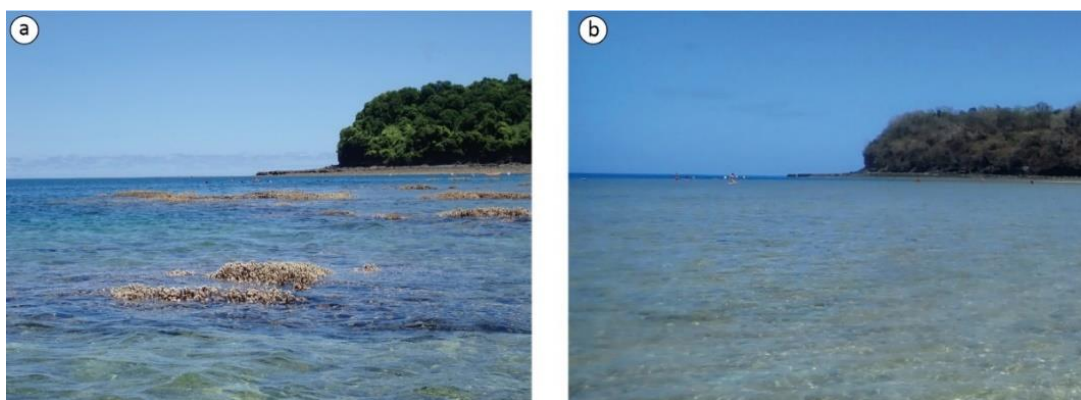


Figure V-3 : photographies de la partie Nord du récif de Ngouja (a) en mars 2019 et (b) en octobre 2022. La photographie de gauche met en évidence l'exondation des récifs tandis que la photographie de droite ne montre aucune exondation. (Clichés S.Morisseau et S.Charroux)

V.2.2 Implication de la subsidence dans la morphodynamique des plages entre 2008 et 2023

Les processus d'érosion et d'accrétion littoraux sont contrôlés par les interactions entre le niveau marin, les apports sédimentaires, l'espace d'accueil et l'héritage géologique. En contexte récifal, une élévation du niveau marin entraîne une augmentation de la hauteur et de la période des vagues (Storlazzi *et al.*, 2004). Cela se traduit par une réduction de la friction au sol et un déplacement transversal de la zone de déferlement, ce qui entraîne une translation de la zone de turbulence vers la côte (Ogston *et al.*, 2004; Storlazzi and Jaffe, 2008; Lowe *et al.*, 2009; Storlazzi *et al.*, 2011). En outre, l'augmentation de

la hauteur d'eau favorise le développement des vagues de mer de vent *in situ* sur le platier récifal (Hearn, 1999; Storlazzi *et al.*, 2004). L'ensemble de ces paramètres entraîne une amplification de l'énergie des vagues atteignant la côte (Presto *et al.*, 2006) et par conséquent, peut entraîner des variations morphologiques plus importantes. Dans cette partie, nous chercherons à étudier les divers facteurs qui ont pu restreindre l'impact de la subsidence sur la morphodynamique des plages. Pour ce faire, nous commencerons par examiner l'influence marquée de la morphodynamique saisonnière. Ensuite, nous évaluerons le rapport entre le taux de subsidence et le marnage. Puis, nous explorerons la variabilité des apports sédimentaires. Enfin, nous analyserons les limites de notre méthodologie.

V.2.2.1 Morphodynamique littorale

Sur les plages rectilignes, le transport sédimentaire induit un abaissement du niveau de la plage et un recul simultané du trait de côte en réponse à une élévation du niveau marin (Simeone *et al.*, 2021). À l'inverse, sur les plages de poche, les promontoires (caps) limitent les transferts sédimentaires à grande échelle ce qui tendrait à favoriser la résistance des plages de poche à une élévation du niveau marin sur le court terme (Summers and Donner, 2018; Simeone *et al.*, 2021) (Figure V-2, ⑤). On peut ainsi émettre l'hypothèse que dans un premier temps, les transferts sédimentaires longitudinaux et transversaux augmentent mais sans pour autant entraîner un déplacement hors de la cellule sédimentaire (plage), garantissant un maintien de l'équilibre sédimentaire des plages de poche. L'absence d'enregistrement topographiques des impacts de la subsidence à Mayotte va dans ce sens (Figure IV-2, Figure IV-7, Figure IV-12 et Figure IV-17). Cette absence de détection de la réponse morphologique des plages pourrait être liée à de nombreux facteurs.

V.2.2.2 Taux de subsidence versus marnage

Le taux de subsidence, comparativement faible par rapport au marnage (0,2 m par rapport à une moyenne de 3,2 m), pourrait être l'un des facteurs responsables de l'absence apparente de réponses morphologiques évidentes. En effet, des études menées sur des plages microtidales présentant des taux d'élévation du niveau de la mer similaires à celle de Mayotte, ont observé d'importantes variations morphologiques (Allenbach *et al.*, 2015; Monioudi *et al.*, 2016). D'autres études ont également mis en évidence une vulnérabilité plus importante des écosystèmes marécageux microtidaux comparativement aux environnements méso à macrotidaux en réponse à une augmentation du niveau marin (Friedrichs and Perry, 2001; Kirwan and Guntenspergen, 2010). Par extension, il est donc possible que les plages méso-tidales de Mayotte présentent une vulnérabilité moindre face à une élévation modérée du niveau marin en raison de ce marnage important.

V.2.2.3 Diversité des apports sédimentaires

La **diversité des apports sédimentaires** pourrait également être une des raisons expliquant l'absence de modification morphologique entre les profils pré et post-subsidence. La présence de cap aux extrémités des plages de poche limite les transports sédimentaires longitudinaux à grande échelle (Figure V-2, ⑤). Sur les plages bordées de récifs coralliens, les sédiments peuvent provenir

principalement de deux sources : soit **d'apports terrigènes** provenant du bassin versant adjacent, soit de la dégradation des **matériaux bioclastiques** provenant des récifs (Figure V-2, ④ et ⑤). Ainsi, une élévation du niveau de la mer pourrait être compensée par des apports sédimentaires plus importants (Romine *et al.*, 2016).

À Mayotte, entre 1950 et 2018, l'anthropisation de l'île aurait entraîné une augmentation de quasiment +245 % des apports de sédiments terrigènes dans le lagon (passant de 5 621 à 19 409 t.an⁻¹) au détriment d'une sédimentation carbonatée (Thomassin *et al.*, 1989; Zinke *et al.*, 2003; Landemaine *et al.*, 2021). D'après les observations de Landemaine *et al.*, (2021), les taux moyens annuels d'érosion spécifique dans les zones des trois plages d'étude sont les suivants : 4,52 t.ha⁻¹.an⁻¹ pour Mtsamboro, 2,09 t.ha⁻¹.an⁻¹ pour Sakouli, et 2,20 t.ha⁻¹.an⁻¹ pour Ngouja. Par conséquent, le bassin versant de Mtsamboro présente une tendance à l'érosion au moins deux fois supérieure à ceux de Sakouli et Ngouja. Ces différences dans les taux d'érosion des bassins versants peuvent être attribuées à plusieurs facteurs, notamment la présence de monocultures (manioc et banane), ainsi que la proportion d'espaces urbanisés. Ces disparités dans les quantités de sédiments terrigènes transportées entre Mtsamboro et les deux autres plages d'études pourraient contribuer à expliquer les variations morphologiques moins prononcées observées sur la plage de Mtsamboro (CHAPITRE IV). Toutefois, si cette érosion des bassins versants contribue à l'apport de sédiments sur les plages, ces apports terrigènes, notamment les particules fines, sont également une des principales sources de dégradation des récifs frangeants, compromettant ainsi leur rôle protecteur face aux houles et accélérant le phénomène d'érosion côtière.

V.2.2.4 Limites de la méthode

Enfin, il convient de noter que **la méthode employée** pourrait également être l'une des raisons pour lesquelles aucune mesure significative d'évolution morphodynamique des plages n'a été enregistrée. Cela est dû au fait que les profils topographiques pré et post-subsidence ont été effectués au centre de la plage, une zone principalement sujette à un transit sédimentaire dans un contexte de plage de poche. En raison de cette situation, le moment choisi pour la réalisation des profils peut ne pas correspondre au même stade du transit d'année en année. Par conséquent, ces observations ne permettent pas une évaluation globale de la balance sédimentaire sur l'ensemble de la plage mais seulement au niveau des profils spécifiques réalisés. Des modifications morphologiques pourraient s'être produites sans pour autant avoir été détectées par les profils topographiques.

En outre, une augmentation de la rotation saisonnière pourrait s'être opérée sur les plages en lien avec l'augmentation du niveau d'eau. La comparaison avec des données saisonnières pré-subsidence aurait permis d'étayer cette hypothèse toutefois, seule une campagne de mesure est disponible en 2008 (saison humide) ne permettant pas de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse à partir de données pré et post-subsidence.

V.2.3 Augmentation récente du recul du trait de côte

La géométrie du trait de côte est l'un des paramètres clés dans l'étude de la morphodynamique côtière (Oyedotun, 2014). Les changements (à court ou à long terme) dans la position et la géométrie du trait de côte sont très importants pour la compréhension du dynamisme côtier et la gestion des zones côtières (Del Río *et al.*, 2013). Ainsi, il nous a semblé important, dans le cadre d'une étude interdisciplinaire d'étudier la variabilité du trait de côte depuis 1969.

Si l'analyse du suivi topographique n'a pas révélé de variations notables dans la dynamique des plages, les indicateurs paysagers de suivi de l'érosion, tels que la microfalaise d'érosion et la chute d'arbres, semblent soutenir l'hypothèse d'un changement dans la morphodynamique des plages (Figure IV-19). Pour tenter de vérifier cette hypothèse, un suivi de la mobilité du trait de côte entre 1969 et 2020 a été réalisé puis complété par des périodes représentatives 1969-2016 et 2016-2020.

L'évolution du trait de côte, **entre 1969 et 2020**, des sites de Bandrélé, Mtsamboro et Ngouja présente **globalement une relative stabilité**, avec une variation moyenne mesurée inférieure à $0,1 \text{ m.an}^{-1}$. Toutefois, l'approche spatialisée a apporté une information plus fine de l'évolution du trait de côte à l'échelle des compartiments. Les variations longitudinales de la cinématique du trait de côte alternant entre zone d'érosion et d'accrétion dénotent l'influence possible de processus de stabilisation du trait de côte, d'apports sédimentaires variés et de processus morphodynamiques complexes.

Cependant, la tendance évolutive n'a pas été constante au cours du temps. En moyenne, le littoral semble **présenter une avancé entre 1969 et 2016**, avec des taux d'accrétion respectifs de $0,03 \text{ m.an}^{-1}$ pour Mtsamboro et $0,16 \text{ m.an}^{-1}$ pour Bandrélé (Figure IV-3). Tandis que depuis **2016, il semble qu'il y ait eu un retrait assez significatif du trait de côte**, avec des valeurs respectives de $-0,16 \text{ m.an}^{-1}$ pour Mtsamboro et $-0,42 \text{ m.an}^{-1}$ pour Bandrélé. La méthodologie utilisée ainsi que les caractéristiques particulières du site de Ngouja, telles que la présence d'arbres en haut de plage, ne permettent pas d'effectuer une analyse similaire pour cette zone. Le littoral de Sakouli quant à lui présente un recul moyen de son trait de côte d'environ $0,15 \text{ m.an}^{-1}$ depuis 1969. Ce recul du trait de côte c'est accéléré depuis 2019 ($-0,28 \text{ m.an}^{-1}$), comparée à la période 1969 à 2019 ($-0,14 \text{ m.an}^{-1}$) (Figure IV-8).

Ainsi, dans l'ensemble, une **tendance au retrait du trait de côte plus marqué a été observée depuis 2016** par rapport à la période allant de 1969 à 2016. Bien que ce retrait ne puisse être attribué sans équivoque à la subsidence de l'île, il est probable que l'élévation relative du niveau de la mer ait été l'un des facteurs responsables, ou du moins favorable, à cette érosion côtière accrue. En effet, l'érosion côtière est étroitement liée à l'interaction entre les vagues (responsables du transport littoral et des processus transversaux) et le bilan sédimentaire, tous deux susceptibles d'être altérés par une augmentation du niveau de la mer (Brunel and Sabatier, 2009). La majeure partie du transport de sédiments et de l'érosion observée sur les plages récifales survient lors de périodes de haute énergie, souvent associée au renforcement des alizés ou à des phénomènes tels que les dépressions tropicales

(Ouillon *et al.*, 2010; Salles *et al.*, 2011; Cordier *et al.*, 2012). Une étude récente a même révélé qu'une tempête pouvait avoir un impact plus significatif sur le recul du trait de côte que plusieurs décennies d'élévation du niveau de la mer (Harley *et al.*, 2022). Ainsi, un événement extrême associé à cette élévation relative du niveau de la mer pourrait avoir des répercussions significatives sur la dynamique des littoraux mahorais. En outre, il convient de noter qu'en contexte méso et macro-tidal, et dans une moindre mesure micro-tidal, le moment de la marée auquel surviendrait un tel événement extrême aura également un impact considérable sur la vulnérabilité du trait de côte. Pour les mêmes conditions de vagues au large, une tempête atteignant les côtes à marée basse aura un impact réduit par rapport à la même tempête arrivant à marée haute (Horsburgh and Wilson, 2007; Harley *et al.*, 2016). C'est la raison pour laquelle en plus de prendre en compte l'intensité des événements énergétiques, il est important de prendre en compte à quel moment ils se produisent ainsi que leur durée. Ils peuvent être potentiellement plus érosifs dans la mesure où ils agissent lors de plusieurs marées hautes consécutives. Cependant, au cours de notre étude, **aucun événement de haute énergie ne s'est produit permettant de vérifier cette hypothèse.**

La photo-interprétation d'images aériennes pour quantifier l'évolution des plages présente des limites. Les indicateurs de position du littoral, tels que la ligne de végétation rase utilisé lors de cette étude, sont par nature quelque peu imprécis et peu reproductibles, ce qui signifie que la détermination de la tendance sous-jacente de l'érosion nécessite de très longs historiques de la position du littoral (Leatherman *et al.*, 2000). La présence de végétation en haut de plage peut masquer des phénomènes d'érosion visibles sur le terrain, comme à Ngouja par exemple, où un recul significatif s'est produit mais est non perceptible sur les images en raison de la canopée des baobabs. Ces biais de mesures rappellent la nécessité de la complémentarité des indicateurs.

Ainsi si trois ans après la stabilisation de l'élévation du niveau marin lié à la subsidence de l'île les conséquences de cette augmentation du niveau d'eau sur les écosystèmes littoraux et sur la morphologie des plages apparaissent être faibles, il est probable que les temps de réponse écologiques et morphologiques soient plus longs qu'attendu et ne se révèlent que par la complémentarité des observations. Alors que dans les observatoires ont tend à se concentrer sur quelques indicateurs uniques, le cas de Mayotte invite à garder une approche naturaliste.

V.3 Vers une modélisation

Les crises sismiques vecteurs de subsidence devraient se conjuguer d'ici la fin du siècle avec une augmentation du niveau d'eau à l'échelle mondiale de l'ordre de +0,43 m (RCP2.6) et + 0,84 m (RCP8.5) d'ici 2100 par rapport à 1986 – 2005 (IPCC, 2019). À l'échelle des temps géologiques, cette élévation du niveau d'eau peut également être considéré comme rapide. Les conséquences sur les conditions hydrodynamiques, les récifs coralliens et sur la dynamique des plages peuvent être appréhendées par la modélisation.

Pour apporter une première vision de la réponse morphologique du système plage de Mayotte à une élévation rapide du niveau marin, nous avons réalisé différentes modélisations numériques (de 14 400 secondes chacune). L'approche utilisée est considérée comme étant exploratoire et nécessitera des approfondissements afin d'obtenir des simulations prenant en compte les nombreux paramètres de transformation des vagues, mais intégrant également les changements climatiques globaux quant à la modification du régime des vagues et la croissance des coraux ou encore les bilans sédimentaires terrigènes et bioclastiques. Cette approche par modélisation permet cependant **d'amorcer une réponse à une demande locale concernant le devenir des plages de l'île en cas de reprise de la subsidence et de façon plus générale face aux changements globaux**. Le caractère non abouti de ces modélisations nous a incité à engager une discussion sur ces résultats intermédiaires et non à les présenter comme des résultats. Nous avons effectué une série de simulations de référence en faisant varier la hauteur du niveau d'eau (Figure V-4a). Ensuite, en gardant un niveau d'eau fixe, nous avons fait varier la réponse des coraux, en réduisant l'altitude du platier (dégradation des coraux) (Figure V-4b). Enfin nous avons simulé la réponse morphologique du profil de la plage en combinant les effets maximaux de la dégradation du récif et de l'augmentation du niveau d'eau (Figure V-4c).

Les conditions initiales de chaque simulation représentent un changement instantané de l'état des récifs et/ou du niveau de la mer. Chaque modèle a été calibré en utilisant des conditions moyennes de vagues pendant la saison sèche ($H_s = 0,5$ m ; $T_p = 6$ s). Ces paramètres de vagues reflètent le climat moyen des vagues pendant la période la plus turbulente (saison des alizés) (observé dans la partie IV.2). Étant donné que les changements morphologiques sont plus prononcés lorsque les conditions d'agitation hydrodynamique sont plus élevées, les variations du niveau de la mer et la dégradation du récif auront un impact accru sur la morphologie pendant cette période.

Aussi, les scénarios modélisés ont la même ampleur de changement (par exemple, +0,84 m d'élévation du niveau d'eau, 0,84 m de dégradation du récif). Ils pourraient cependant ne pas présenter les mêmes résultats puisque l'augmentation du niveau marin modifie le niveau d'eau sur l'ensemble du profil tandis que la dégradation du récif génère une « pseudo élévation du niveau marin », uniquement dans une zone restreinte (endroit de la présence de récif) du profil.

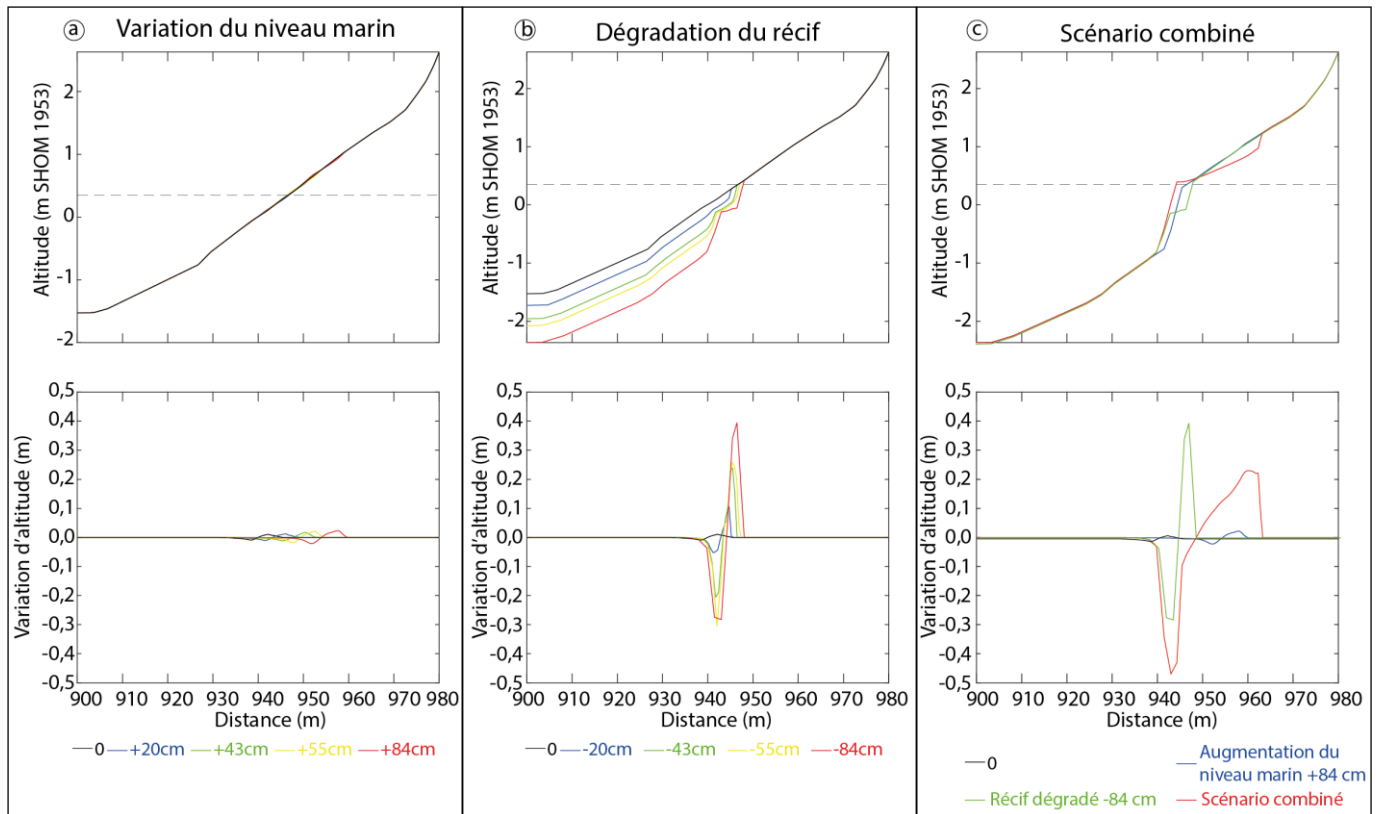


Figure V-4 : Résultats morphologiques du modèle XBeach pour différents forçages de vagues. (a) Scénarios d'augmentation du niveau marin, avec un récif corallien qui maintient son niveau. (b) Scénarios de dégradation des récifs dans les cas où le niveau marin est stabilisé à +20 cm. (c) Conditions variables maximales et effet combiné maximal de la dégradation des récifs et d'augmentation du niveau marin. La ligne en pointillé représente la position de la ligne de rivage.

Les résultats de ces modèles semblent montrer qu'une augmentation du niveau marin de +0,20 à +0,84 m **décalerait les processus de transport sédimentaire et d'érosion vers la côte mais avec des taux de modification peu élevés** (inférieur à 0,1 m) (Figure V-4a). Ainsi, pour les scénarios +0,20 et +0,84 m les variations d'altitude entre le profil initial et le profil final se traduisent par un déplacement des processus hydromorphologiques vers la côte d'environ 10 m (entre 942 et 952m sur la Figure V-4a). À l'inverse, la **modification de la couverture corallienne semble affecter principalement les taux de variations** (compris entre -0,3 et 0,4 m) entraînant une érosion plus importante du bas de plage, sans avoir d'effet significatif sur le taux de recul du trait de côte (Figure V-4b). Les variations d'altitudes entre les profils initiaux et finaux des scénarios extrêmes (-0,20 et -0,84 m) se traduisent par un faible déplacement horizontal (3 m entre 942 et 945 sur la Figure V-4b) mais avec une variation verticale ($\pm 0,3$ m sur la Figure V-4b). Enfin, dans un **cas combiné d'élévation du niveau marin et de dégradation importante des coraux**, alors les taux de variations sont élevés (compris entre -0,5 et 0,2 m) entraînant un recul important du trait de côte (entre 942 et 962 m sur la Figure V-4c). Cette première approche de modélisation confirme une forte dépendance de l'atténuation des vagues par le platier pour le profil modélisé. Ainsi, une élévation du niveau d'eau associé à un maintien de la couverture corallienne aurait un impact modéré par rapport à une stabilisation du niveau marin associé

à une dégradation de la couverture récifale. Cette configuration particulière a également été démontrée sur d'autres récifs à travers le monde (Ferrario *et al.*, 2014; Reguero *et al.*, 2019).

À moyen et long terme, l'évolution morphologique des littoraux récifaux dépendra principalement de la **réaction des coraux face à l'augmentation de l'énergie des vagues sur le platier récifal**. Cette intensification pourrait accélérer la **dégradation des coraux et accroître le dépôt de sédiments bioclastiques sur les plages** (Morgan *et al.*, 2016) ou à l'inverse, **permettre la croissance des récifs et limiter l'énergie des vagues atteignant le littoral** (Figure V-5).

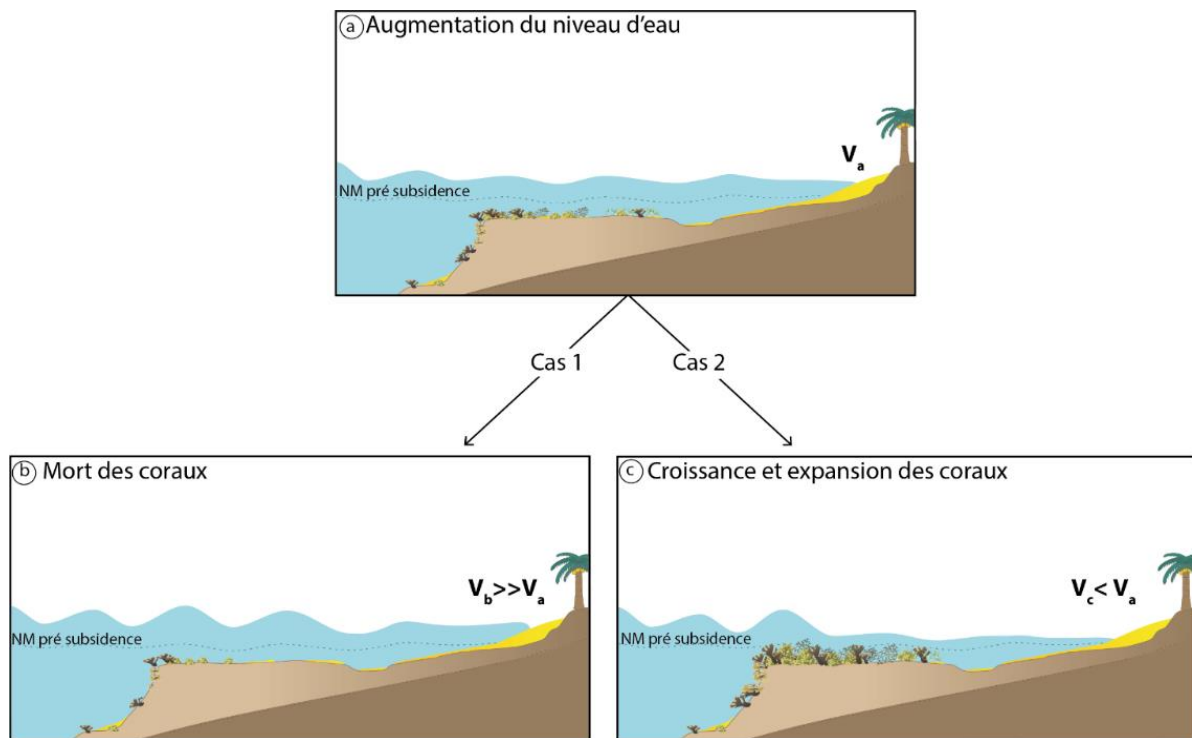


Figure V-5 : Schéma conceptuel des impacts potentiels d'une remontée du niveau marin sur les platiers récifaux. Le schéma (a) présente une augmentation du niveau marin avant l'adaptation des platiers récifaux. Les schémas (b) et (c) proposent deux options différentes de réponse des platiers récifaux à une augmentation du niveau marin. V_a correspond à la vulnérabilité initiale de la plage, V_b et V_c quant à eux représentent la vulnérabilité de la plage à l'érosion en réponse aux différents scénarios de variations du niveau marin.

Ainsi, malgré la composante terrigène des plages de Mayotte, il apparaît que **l'augmentation du niveau de la mer seule** (Figure V-5a) entraînerait une **vulnérabilité accrue des plages** par rapport à une plage avec un niveau de la mer plus bas. En cas d'une dégradation et/ou une perte de vitalité récifale, la **vulnérabilité de la plage serait nettement plus élevée que celle d'une plage soumise uniquement à une élévation du niveau de la mer** (Figure V-5b). À l'inverse, si cette élévation du niveau marin est **accompagnée d'une croissance des récifs**, la vulnérabilité de la plage diminuerait par rapport au scénario où seul le niveau de la mer augmenterait. (Figure V-5c).

Dans un contexte plus global de changement climatique et selon des estimations récentes, qui intègrent l'élévation résultant de l'expansion thermique et de la fonte des glaces, le niveau de la mer

devrait dépasser les niveaux enregistrés en l'an 2000 de 2 m d'ici la fin du 21^{ème} siècle (IPCC, 2018). Il est à noter que les taux moyens d'augmentation verticale des récifs coralliens, oscillant entre 1 et 1,25 mm.an⁻¹ (Montaggioni and Martin-Garin, 2020), sont inférieurs aux taux prévus d'élévation du niveau de la mer, situés entre 8 et 16 mm.an⁻¹ (Grinsted *et al.*, 2010). Par conséquent, l'élévation projetée du niveau de la mer devrait dépasser la croissance naturelle des récifs coralliens. Des recherches de Storlazzi *et al.*, (2015) suggèrent également que le changement climatique modifiera les caractéristiques des vagues extrêmes, y compris leur hauteur et leur direction, ce qui entraînera des variations supplémentaires dans les hauteurs de vagues littorales, les niveaux d'eau et les impacts des vagues. Dans le bassin de l'océan Indien, le changement climatique pourrait modifier les trajectoires des dépressions tropicales, en augmentant leurs fréquences dans le canal du Mozambique (Otto *et al.*, 2022), ce qui pourrait éventuellement accroître l'exposition de Mayotte à ces événements.

Les pressions accrues sur les récifs coralliens (augmentation du niveau marin, pollution, acidification, augmentation de la température, invasion biologiques) ont pour effet de décimer les coraux ou de réduire leur capacité de calcification, et donc par conséquent d'augmenter leur vulnérabilité (mortalité, casse des coraux) qui se traduit par une perte de rugosité qui est un paramètre important dans le contrôle de l'hydrodynamisme récifal (Pandolfi *et al.*, 2003; Sheppard *et al.*, 2005; Quataert *et al.*, 2015). Ces processus, qu'ils se produisent de manière isolée ou conjointe, tendent à réduire la dissipation des vagues par frottement sur le fond marin, ce qui se traduit par une augmentation de la hauteur des vagues (H_s), du *run up* et de l'intensité des inondations dues aux vagues. Tous ces paramètres entraînent une vulnérabilité plus importante des zones côtières bordées de récif, et particulièrement des îles récifales en augmentant la compression côtière.

Conclusion

La récente subsidence de l'île de Mayotte a permis d'observer en quasi-temps réel les impacts à court terme d'une remontée rapide du niveau marin sur la dynamique littorale. L'étude des variations morphologiques n'a pas mis en évidence de variations majeures pouvant être associées sans équivoque à la subsidence de l'île. Cette absence de réponse mesurable pourrait avoir plusieurs causes telles que la dynamique saisonnière très marquée des plages de Mayotte, avec une rotation de plage en adéquation avec les variations d'orientation et d'intensité des vents et vagues dominants. Le caractère très protégé de l'île par la présence d'un récif-barrière, d'un vaste lagon ainsi qu'un récif frangeant pourrait également expliquer cette limitation des variations, en ayant permis l'atténuation d'une partie de l'énergie des vagues avant qu'elles n'atteignent la côte. Mayotte est soumise à un régime macro tidal, la subsidence d'une vingtaine de centimètres n'a peut-être pas été suffisamment importante au vu du marnage de l'île. Enfin, si la morphologie des plages et les limites des habitats du platier ne semblent pas avoir évolué, l'augmentation de la vitesse de recul du trait de côte indique tout de même une relative fragilité des littoraux mahorais.

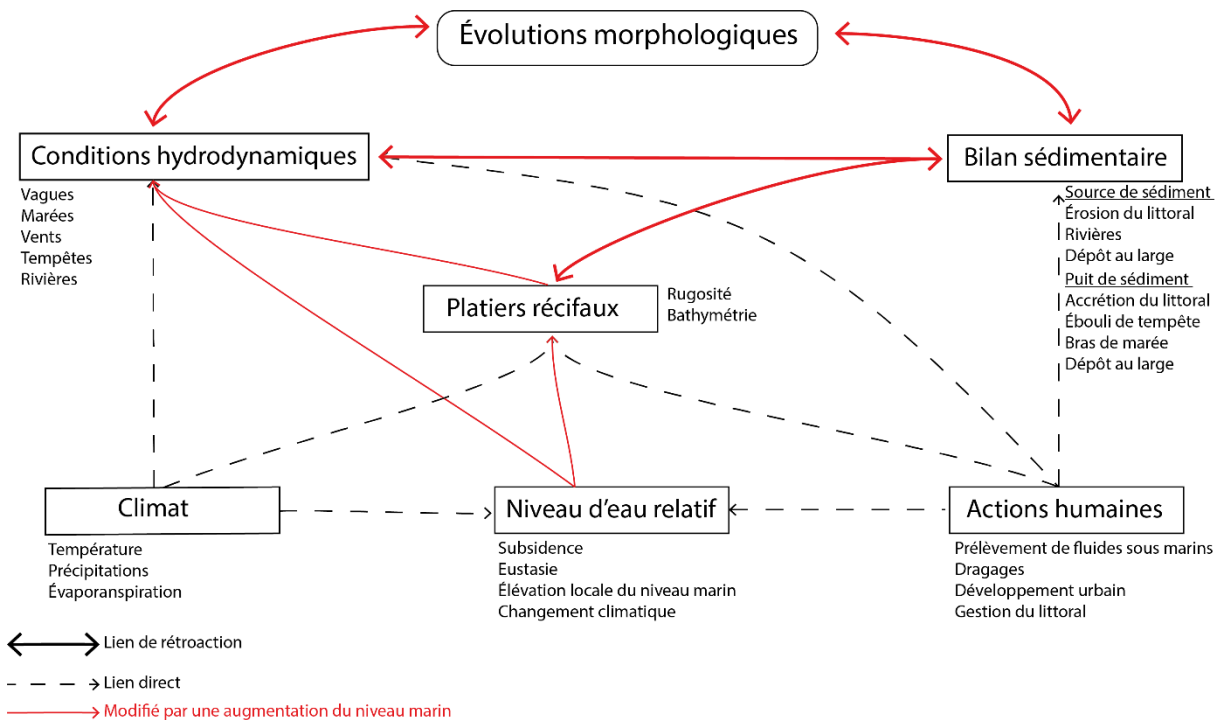


Figure V-6 : Processus influençant le comportement côtier à grande échelle et les impacts liés à une augmentation du niveau marin (flèches rouges), modifié d'après Thornton et al. 2000

Cette étude apporte des connaissances supplémentaires sur le fonctionnement des littoraux mahorais quant à une élévation du niveau marin et à des implications importantes pour la gestion des côtes : si la dégradation des récifs coralliens réduit l'effet des récifs dans la zone de déferlement, le transport sédimentaire s'intensifiera augmentant la vulnérabilité des plages. Ces estimations plaident en

faveur d'investissements dans la gestion et la conservation des récifs coralliens malgré la composante terrigène qui peut représenter jusqu'à 60 % du budget sédimentaire.

Les résultats exposés dans cette étude fournissent aux gestionnaires côtiers une première évaluation des conséquences potentielles de l'élévation du niveau de la mer et de la dégradation des récifs sur les risques d'inondation liés aux vagues. Ils ont également contribué à définir le cadre méthodologique interdisciplinaire pour appréhender les impacts d'une remontée du niveau marin sur les environnements littoraux mahorais.

À Mayotte, l'élévation du niveau de la mer, qu'elle soit causée par la subsidence ou par des facteurs globaux, crée une situation de « *coastal squeeze* » ou « compression côtière » (Pontee, 2013; Silva *et al.*, 2020). Dans cette configuration, les installations, les infrastructures et le foncier, immobiles par nature, sont susceptibles d'être impactées par la montée du niveau de la mer (Lithgow *et al.*, 2019). La topographie escarpée de l'île, combinée à une croissance démographique constante dans la région côtière, a entraîné une exposition accrue aux inondations côtières, en particulier sur les côtes nord-est de l'île, qui sont la partie la plus affectée par la subsidence et aussi la plus densément peuplée. De même, de plus en plus d'infrastructures sont implantées dans des zones inondables en l'absence de foncier disponible. La vulnérabilité de Mayotte résulte en effet aussi de la croissance rapide de la population et du développement rapide des infrastructures dans la zone côtière étroite.

Conclusion générale et perspectives

*“Change is the law of life. And those who look only to the past or
the present are certain to miss the future.”*

John F. Kennedy

La prévision du devenir des environnements littoraux dans un contexte d'élévation du niveau marin représente actuellement l'un des défis majeurs de la recherche littorale (Harley *et al.*, 2022). L'élévation rapide du niveau marin relatif, d'environ une vingtaine de centimètres à Mayotte, nous a offert une opportunité exceptionnelle pour étudier les impacts potentiels sur la morphodynamique des plages récifales dus à une élévation du niveau marin de l'ampleur des scénarios les plus optimistes liés au changement climatique (IPCC, 2019). Ainsi, l'objectif principal de ce travail était de **comprendre l'impact de l'élévation relative du niveau marin sur la morphodynamique des littoraux de Mayotte**. Pour ce faire, cette étude a porté sur la morphodynamique saisonnière et long terme (51 ans) de quatre littoraux meubles de l'île ayant subi une subsidence de 13,1 à 18,1 cm. Cette étude qui porte sur des unités biogéomorphologiques mobilise de nombreuses disciplines (télé-détection, hydrologie, sédimentologie, topographie) car elle nécessite une approche interdisciplinaire.

L'étude de la morphodynamique saisonnière a mis en évidence des fonctionnements classiques de plage de poche avec en particulier une **rotation saisonnière** des plages de Sakouli, Ngouja et Mtsamboro. En saison sèche, les vagues de plus haute énergie proviennent du S-SE induisant une dérive littorale S-N tandis qu'en saison humide, les vents de NNO moins intense génèrent des vagues de plus faible énergie, renversant la dérive littorale N-S. Si la rotation des plages est fortement associée au **renversement saisonnier du régime des vents et des vagues**, l'étude de la baie sablo-vaseuse de Bandrélé qui montre des dynamiques différentes (mouvement de barres sableuses) nous a permis de mettre en évidence l'importance du **contexte géomorphologique des plages de poche**, en particulier des **caps rocheux**, qui bloquent le transport sédimentaire, et de la **relative faible longueur des plages** de poche comparée aux baies et plages rectilignes, qui limite les quantités sédimentaires en jeu. Les différences intersites observées mettent en valeur les spécificités associées à **l'exposition face aux houles dominantes, l'indentation** des plages et les **apports terrigènes** des bassins versants. Ainsi, la plage de Ngouja subit des **transports sédimentaires longitudinaux** plus marqués que la plage de Sakouli. Ces types de transports peuvent être associés à une exposition plus importante aux houles australes et à des apports terrigènes plus faibles. La plage de Mtsamboro est quant à elle, dominée par les processus de **transport transversaux**, en lien avec les apports sédimentaires terrigènes de son bassin versant plus important.

Cette étude ayant pour objectif d'observer l'impact potentiel d'une élévation rapide du niveau de la mer sur les plages de poche bordées de récifs frangeants, des comparaisons des unités biogéomorphologiques et de la topographie des différents sites ont été réalisées à partir de données pré et post-subsidence. **Ces comparaisons n'ont pas permis de mettre en évidence de changements majeurs dans les dynamiques littorales**. Toutefois, l'étude de l'évolution du trait de côte depuis 1969 a révélé une **accélération du recul depuis 2016** sans changement significatif dans les conditions météorologiques (excepté l'augmentation relative du niveau d'eau). Des observations *in situ* ont également révélé des **signes d'érosion** et de **submersion marine** dans certaines zones à Sakouli et Ngouja, sans qu'elles ne soient enregistrées par les profils topographiques. Ce même constat avait été fait par Mahabot, (2016)

à la Réunion, ce qui l'avait incité à produire un indicateur paysager. Dans notre étude, cet indicateur paysager a été le repérage de microfalaise d'érosion et de la chute d'arbres. À plus long terme, ces variations pourraient avoir un **impact sur le bilan sédimentaire des plages, la position du trait de côte** et conduire à des changements morphologiques. La plage de Mtsamboro subit des variations plus faibles liées à sa localisation (au NO de l'île, la rendant moins exposé aux vagues d'alizés) mais également aux nombreux apports terrigènes de son bassin versant (le plus grand bassin versant de cette étude).

Le modèle 1D, présenté en discussion, basé sur le profil de plage de Sakouli semble suggérer que les plages de poche de Mayotte réagiraient **plus sensiblement à une dégradation de la couverture récifale qu'à une élévation du niveau de la mer seule**. Néanmoins, compte tenu du contexte actuel du changement climatique et des dynamiques démographiques de Mayotte, l'impact cumulatif du réchauffement des eaux, de l'acidification des océans, de l'accroissement de la sédimentation terrestre dans le lagon de Mayotte, et de l'élévation du niveau de la mer entraînera des répercussions substantielles sur l'évolution des côtes de Mayotte. Cela pourrait se traduire par un recul du trait de côte plus significatif et une modification des bilans sédimentaires, pourtant essentiels à la stabilité des plages de l'île.

Perspectives

Cette étude a établi un **état des lieux de la morphodynamique actuelle** et des **caractéristiques des unités biogéomorphologiques**. Les résultats obtenus constitueront une **base de référence essentielle** pour surveiller la réaction des littoraux et des platiers coralliens à moyen voire long terme. Cette référence servira à suivre l'évolution des unités récifales qui pourraient nécessiter un temps de réponse prolongé face à l'élévation du niveau de la mer. Cependant, l'identification et la quantification des mécanismes influençant les littoraux mahorais doivent être **poursuivies et complétées**. Les questions relatives au budget sédimentaire, aux interactions complexes entre les vagues, les sédiments et les coraux, à l'évaluation de la santé des récifs coralliens, ainsi qu'à l'intégration des événements extrêmes dans ces études, nécessitent une poursuite des investigations. En effet, comme nous l'avons démontré, de nombreuses incertitudes persistent dans ces domaines.

L'équilibre des plages de poche récifales dépend des apports et des pertes sédimentaires du système, ainsi, la **quantification des bilans sédimentaires** est un aspect à développer. Les plages de poche sont souvent considérées comme des cellules fermées, les promontoires proéminents agissant comme des barrières à la dérive littorale, de sorte que le transport de sédiments à l'intérieur et/ou à l'extérieur des cellules adjacentes est insignifiant (Klein *et al.*, 2010; Valiente *et al.*, 2019). Toutefois, un transport sédimentaire significatif vers le large et/ou au-delà de ces promontoires existe dans des conditions particulière (Short and Masselink, 1999; Loureiro *et al.*, 2012; da Silva *et al.*, 2016). Les vagues de haute énergie seraient l'un des principaux moteurs de ces mouvements sédimentaires, permettant aux sédiments d'être transportés jusqu'à la profondeur morphologique de fermeture (*DoC*)

et au-delà des caps rocheux (Short, 1985; Valiente *et al.*, 2019). En outre, des recherches récentes soulignent également l'influence des forts courants de marée enregistrés autour des promontoires pour faciliter le contournement dans les environnements macrotidaux (McCarroll *et al.*, 2018; Valiente *et al.*, 2019). Ainsi, selon certaines conditions d'interaction vagues/courants de marée, d'importantes voies de transport sédimentaire se produisent à des profondeurs qui dépassent la profondeur de base des promontoires, remettant en question la notion de plage de poche en tant que cellules côtières fermées et mettant en évidence les limites de la cellule littorale et de la profondeur de fermeture (Valiente *et al.*, 2019). Outre les apports et pertes sédimentaires marins, les bassins versant participent également à l'évolution des bilans sédimentaires des plages de poche. Une diminution des apports sédimentaires terrigènes peut mener à une érosion des plages comme ce fut le cas en Toscane par exemple (Cipriani *et al.*, 2011). Elle peut également avoir un impact négatif sur la qualité de l'eau, ce qui peut nuire à la croissance des coraux de plusieurs manières, notamment en augmentant la turbidité de l'eau, en provoquant un étouffement des coraux et en altérant la chimie de l'eau par l'introduction de polluants (Acevedo *et al.*, 1989; Erfemeijer *et al.*, 2012). De plus, la sédimentation terrigène présente des caractéristiques de transport différentes des sédiments bioclastiques, notamment en ce qui concerne la densité, la granulométrie et la cohésion des sédiments. Une quantification exacte de l'origine et des potentiels de transport de chaque type de sédiment semble donc essentiel pour une meilleure compréhension et gestion des plages mahoraises.

Des mesures à **haute résolution de la bathymétrie lagonaire et récifale** et de **l'hydrodynamisme** permettraient également d'améliorer la connaissance des processus de transformation des vagues incidentes et de la courantologie fine sur les platiers et par conséquent les potentielles érosions/dépôt sédimentaires. Une meilleure connaissance de la bathymétrie des fonds lagonaire pourrait également apporter des réponses quant aux stocks sédimentaires présents dans le lagon et pouvant être remobilisés dans certains contextes hydrodynamiques. Cependant, l'acquisition de données bathymétriques fines dans un contexte récifal est une tâche difficile. En plus des techniques conventionnelles (sondeur multifaisceaux, sonar), de nouvelles méthodes telles que la photogrammétrie aérienne (Ye *et al.*, 2016; David *et al.*, 2021) ou encore la bathymétrie dérivée des satellites (Traganos *et al.*, 2018), émergent. Toutefois, il est important de noter que les capacités de résolution verticale de ces nouvelles technologies demeurent restreintes, tant en termes de profondeur que d'exigence de points de contrôle subaquatiques. Cela souligne une fois de plus l'importance de combiner différentes approches intégrant des évolutions instrumentales sur le terrain (Harley and Kinsela, 2022).

L'ambition interdisciplinaire de cette étude se traduit par des approches qui restent préliminaires sur certains thèmes comme l'étude des données l'hydrodynamique. Elle propose des bases intéressantes pour étendre notre compréhension de ces processus sur les plages de poche de Mayotte dans un plan transversal uniquement. Ces études pourraient être développées en étudiant les transformations des vagues sur les platiers à partir des différents capteurs de pression installés sur un plan longitudinal lors

des campagnes hydrodynamiques. Il sera également important d'étudier plus en profondeur l'impact des ondes infragravitaires (IG) sur la dynamique des plages récifales.

Les résultats obtenus à partir du modèle préliminaire ont mis en évidence l'importance des structures récifales dans le maintien de l'équilibre morphologique. De ce fait, l'étude de la **réponse biologique** des coraux (reprise de la croissance, stabilisation, mortalité) semble importante pour assurer le suivi de l'évolution des plages.

À long terme des efforts de **surveillances de routine des systèmes littoraux** (tels que les observatoires du littoral tendent à le faire), permettront d'augmenter la connaissance des fonds marins et des quantifications des flux sédimentaires. Ces étapes permettraient d'identifier les changements à court et à long terme des bilans sédimentaires et de leur connectivité entre le platier et le haut de plage, et entre les plages adjacentes.

Les futures recherches concernant l'évolution du trait de côte des littoraux de Mayotte face à l'élévation du niveau de la mer devront intégrer plusieurs aspects essentiels. Il sera crucial de prendre en considération la **continuité des flux sédimentaires**, les **variations spatiales** de l'ensemble des unités biogéomorphologiques présentes, ainsi que les éventuels **changements à venir dans la fréquence et l'intensité des tempêtes**. En outre, toute évaluation de l'évolution du littoral ne peut faire l'impasse sur les réponses et les **actions humaines**. Dans des petites îles récifales, comme Mayotte, caractérisées par une forte pression démographique et économique, divers projets d'aménagement côtier sont en cours de développement. Ces projets, tels que la construction d'une piste d'atterrissage longue, la poldérisation des mangroves pour le développement d'infrastructures routière ou la mise en place d'usines de désalinisation, auront un impact sur les conditions hydrodynamiques et la dynamique littorale, et devront être pris en compte dans la réflexion sur l'évolution future des littoraux. À ce jour, aucun modèle de réaction du littoral n'a la capacité d'inclure l'effet d'une telle intervention dans la gestion du recul du trait de côte. En outre, la question de la variabilité le long de la côte du taux de recul historique, ainsi que la période choisie comme base de référence pour les prédictions futures, reste très pertinente pour les décisions politiques sur la gestion des littoraux.

Depuis 2008, des mesures des dynamiques littorales ont été initié à Mayotte (Jeanson, 2009), qui trouve les conditions de leur pérennisation dans le cadre du développement du CUFR, de l'observatoire du littoral et du SNO Dynalit en particulier. Cette étude s'inscrit dans le cadre de la structuration de ces observatoires pérennes et contribue à la compréhension globale des processus en cours sur les littoraux à composante biodétritique et les plages de poche en particulier. Elle avait pour ambition de caractériser l'impact de la subsidence rapide de l'île sur les unités biogéomorphologiques et de définir l'arsenal méthodologique déployable aujourd'hui pour l'observer.

Références bibliographiques

A

- Acevedo R, Morelock J, Olivieri RA (1989) Modification of coral reef zonation by terrigenous sediment stress. *Palaios* 92–100.
- Adnan FAF, Hamylton SM, Woodroffe CD (2016) A comparison of shoreline changes estimated using the base of beach and edge of vegetation line at North Keeling Island. In: *Journal of Coastal Research*. Coastal Education Research Foundation Inc., pp 967–971.
- Alaguarda D, Brajard J, Coulibaly G, Canesi M, Douville E, Le Cornec F, Leblouche C, Tribollet A (2022) 54 years of microboring community history explored by machine learning in a massive coral from Mayotte (Indian Ocean). *Front Mar Sci* 9: 899398.
- Albert S, Leon JX, Grinham AR, Church JA, Gibbes BR, Woodroffe CD (2016) Interactions between sea-level rise and wave exposure on reef island dynamics in the Solomon Islands. *Env Res Lett* 11: 54011.
- Albert S, Saunders MI, Roelfsema CM, Leon JX, Johnstone E, Mackenzie JR, Hoegh-Guldberg O, Grinham AR, Phinn SR, Duke NC, *et al.* (2017) Winners and losers as mangrove, coral and seagrass ecosystems respond to sea-level rise in Solomon Islands. *Environ Res Lett* 12. doi:10.1088/1748-9326/aa7e68
- Allenbach K, Garonna I, Herold C, Monioudi I, Giuliani G, Lehmann A, Velegrakis AF (2015) Black Sea beaches vulnerability to sea level rise. *Environ Sci Policy* 46: 95–109.
- Almeida LP, Almar R, Bergsma EWJ, Berthier E, Baptista P, Garel E, Dada OA, Alves B (2019) Deriving High Spatial-Resolution Coastal Topography From Sub-meter Satellite Stereo Imagery. *Remote Sens 2019 Vol 11 Page 590* 11: 590.
- Amiot R, Séon N, Bardet N, Buffetaut E, Cuny G, Deesri U, Giner S, Martin J, Suan G, Environnements al (2016) Environnements sédimentaires et vertébrés du Trias supérieur (Rhétien) de la carrière de Peygros (Var). In: *Congrès de l'Association Paléontologique Française*.
- Amoudry LO, Souza AJ (2011) Deterministic coastal morphological and sediment transport modeling: a review and discussion. *Rev Geophys* 49. doi:10.1029/2010RG000341
- Amrouni O, Heggy E (2022) Deconvolving The Effects of Coastal Erosion and Sea-Level Rise in Assessing Shoreline Retreat Along Semi-Arid Urban Coasts. doi:10.21203/rs.3.rs-1192251/v1
- Andréfouët S (2014) Remote Sensing of Coral Reefs and Their Environments in the Red Sea and Western Indian Ocean: Research and Management. *Remote Sens Afr Seas* 317–335.
- Andréfouët S, Kramer P, Torres-Pulliza D, Joyce KE, Hochberg EJ, Garza-Pérez R, Mumby PJ, Riegl B, Yamano H, White WH, *et al.* (2003) Multi-site evaluation of IKONOS data for classification of tropical coral reef environments. *Remote Sens Environ* 88: 128–143.

- Andréfouët S, Payri C, Hochberg EJ, Hu C, Atkinson MJ, Muller-Karger FE (2004) Use of in situ and airborne reflectance for scaling-up spectral discrimination of coral reef macroalgae from species to communities. *Mar Ecol Prog Ser* 283: 161–177.
- Angnuureng DB, Jayson-Quashigah P-N, Almar R, Stieglitz TC, Anthony EJ, Worlanyo Aheto D, Addo KA, Gh KAA (2020) Application of Shore-Based Video and Unmanned Aerial Vehicles (Drones): Complementary Tools for Beach Studies. *Remote Sens* 12: 394.
- Ankrah J, Monteiro A, Madureira H (2023) Shoreline Change and Coastal Erosion in West Africa: A Systematic Review of Research Progress and Policy Recommendation. *Geosci Switz* 13: 59.
- Anthony EJ, Aagaard T (2020) The lower shoreface: Morphodynamics and sediment connectivity with the upper shoreface and beach. *Earth-Sci Rev* 210: 103334.
- Anthony EJ, Gardel A, Gratiot N, Proisy C, Allison MA, Dolique F, Fromard F (2010) The Amazon-influenced muddy coast of South America: A review of mud-bank–shoreline interactions. *Earth-Sci Rev* 103: 99–121.
- Anthony KR, Fabricius KE (2000) Shifting roles of heterotrophy and autotrophy in coral energetics under varying turbidity. *J Exp Mar Biol Ecol* 252: 221–253.
- Anthony KRN, Kerswell AP (2007) Coral mortality following extreme low tides and high solar radiation. *Mar Biol* 151: 1623–1631.
- Ariffin EH, Sedrati M, Akhir MF, Norzilah MNM, Yaacob R, Husain ML (2019) Short-term observations of beach Morphodynamics during seasonal monsoons: two examples from Kuala Terengganu coast (Malaysia). *J Coast Conserv* 23: 985–994.
- Asner GP, Martin RE, Mascaro J (2017) Coral reef atoll assessment in the South China Sea using Planet Dove satellites. *Remote Sens Ecol Conserv* 3: 57–65.
- Aubry A, Tempere A (2022) Apport de l'imagerie satellitaire pour l'identification et la cartographie des habitats littoraux de Mayotte soumis à une subsidence rapide. *Rev Paralia* 441–450.
- Audru JC, Bitri A, Desprats JF, Dominique P, Eucher G, Hachim S, Jossot O, Mathon C, Nédellec JL, Sabourault P, *et al.* (2010) Major natural hazards in a tropical volcanic island: A review for Mayotte Island, Comoros archipelago, Indian Ocean. *Eng Geol* 114: 364–381.
- Audru JC, Guennoc P, Thinin I, Abellard O (2006) Bathymay : la structure sous-marine de Mayotte révélée par l'imagerie multifaisceaux. *Comptes Rendus - Geosci* 338: 1240–1249.

B

- Bachtiar M (2017) Shoreline changes analysis in kuwaru coastal area, yogyakarta, indonesia: an application of the digital shoreline analysis system (dsas). *Int J Sus Dev Plann* 12: 1203–1214.
- Bajjouk T, Mouquet P, Ropert M, Quod J-P, Hoarau L, Bigot L, Le Dantec N, Delacourt C, Populus J (2019) Detection of changes in shallow coral reefs status: Towards a spatial approach using hyperspectral and multispectral data. *Ecol Indic* 96: 174–191.
- Baker P, Weber J (1975) Coral growth rate: variation with depth. *Phys Earth Planet Inter* 10: 135–139.

- Baldock TE, Golshani A, Atkinson A, Shimamoto T, Wu S, Callaghan DP, Mumby PJ (2015) Impact of sea-level rise on cross-shore sediment transport on fetch-limited barrier reef island beaches under modal and cyclonic conditions. *Mar Pollut Bull* 97: 188–198.
- Bannister RJ, Battershill CN, de Nys R (2012) Suspended sediment grain size and mineralogy across the continental shelf of the Great Barrier Reef: Impacts on the physiology of a coral reef sponge. *Cont Shelf Res* 32: 86–95.
- Baptista P, Bastos L, Bernardes C, Cunha T, Dias J (2008) Monitoring Sandy Shores Morphologies by DGPS—A Practical Tool to Generate Digital Elevation Models. *J Coast Res* 24: 1516–1528.
- Barbier EB, Hacker SD, Kennedy C, Koch EW, Stier AC, Silliman BR (2011) The value of estuarine and coastal ecosystem services. *Ecol Monogr* 81: 169–193.
- Barcellos RL, Coelho-Júnior C, Lins SR, Silva MS, Camargo PB, Travassos PEPF (2011) Island beaches morphological and sedimentary short term variations—the case of SE Fernando de Noronha Island, South Atlantic, Brazil. *Rev Gest Costeira Integrada-J Integr Coast Zone Manag* 11: 471–478.
- Bard E, Hamelin B, Fairbanks R (1990) U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature* 346.
- Barnard PL, Short AD, Harley MD, Splinter KD, Vitousek S, Turner IL, Allan J, Banno M, Bryan KR, Doria A, *et al.* (2015) Coastal vulnerability across the Pacific dominated by El Niño/Southern Oscillation. *Nat Geosci* 8: 801–807.
- Barnes DJ, Lough JM (1999) Porites growth characteristics in a changed environment: Misima Island, Papua New Guinea. *Coral Reefs* 18: 213–218.
- Bascom WN (1951) The relationship between sand size and beach-face slope. *Eos Trans Am Geophys Union* 32: 866–874.
- Battistini C, Crotti P, Macchia F (1975) Temperature effect on the steric course of the acidi-catalysed solvolysis of aryloxiranes. A relationship between the enthalpic and the entropic contents of the transition states and the stereoselectivity. *Tetrahedron Lett* 16: 2091–2094.
- Beck MW, Losada IJ, Menéndez P, Reguero BG, Díaz-Simal P, Fernández F (2018) The global flood protection savings provided by coral reefs. *Nat Commun* 2018 9: 1–9.
- Beeden R, Maynard J, Puotinen M, Marshall P, Dryden J, Goldberg J, Williams G (2015) Impacts and recovery from severe tropical cyclone yasi on the great barrier reef. *PLoS ONE* 10. doi:10.1371/JOURNAL.PONE.0121272
- Beetham EP, Kench PS (2014) Wave energy gradients and shoreline change on Vabbinfaru platform, Maldives. *Geomorphology* 209: 98–110.
- Benfield SL, Guzman HM, Mair JM, Young JAT (2007) Mapping the distribution of coral reefs and associated sublittoral habitats in Pacific Panama: a comparison of optical satellite sensors and classification methodologies. *Int J Remote Sens* 28: 5047–5070.
- Bernhardt E, Rosi E, Gessner M (2017) Synthetic chemicals as agents of global change. *Front Ecol Environ* 15: 84–90.

- Bertil D, Mercury N, Doubre C, Lemoine A, van der Woerd J (2021) The unexpected Mayotte 2018-2020 seismic sequence: A reappraisal of the regional seismicity of the Comoros. *Comptes Rendus - Geosci* 353. doi:10.5802/CRGEOS.79
- Bertil D, Regnault JM (1998) Seismotectonics of Madagascar. *Tectonophysics* 294: 57–74.
- Bertin S, Floc'h F, Le Dantec N, Jaud M, Cancouët R, Franzetti M, Cuq V, Prunier C, Ammann J, Augereau E, *et al.* (2022) A long-term dataset of topography and nearshore bathymetry at the macrotidal pocket beach of Porsmilin, France. *Sci Data* 9: 13.
- Bheeroo RA, Chandrasekar N, Kaliraj S, Magesh NS (2016) Shoreline change rate and erosion risk assessment along the Trou Aux Biches–Mont Choisy beach on the northwest coast of Mauritius using GIS-DSAS technique. *Environ Earth Sci* 75: 1–12.
- Bidorn B, Sok K, Bidorn K, Burnett WC (2021) An analysis of the factors responsible for the shoreline retreat of the Chao Phraya Delta (Thailand). *Sci Total Environ* 769: 145253.
- Bié AJ, de Camargo R, Mavume AF, Harari J (2017) Numerical modeling of storm surges in the coast of Mozambique: the cases of tropical cyclones Bonita (1996) and Lisette (1997). *Ocean Dyn* 67: 1443–1459.
- Bindoff NL, Willebrand J, Artale V, Cazenave A, Gregory J, Gulev S, Hanawa K, Le Quéré C, Levitus S, Nojiri Y, *et al.* (2007) Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt K, Tignor M, Miller HL, eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, pp 385–432.
- Biribo N, Woodroffe CD (2013) Historical area and shoreline change of reef islands around Tarawa Atoll, Kiribati. *Sustain Sci* 8: 345–362.
- Bishop P, Cowell P (1997) Lithological and drainage network determinants of the character of drowned, embayed coastlines. *J Geol* 105: 685–700.
- Blanchon P, Shaw J (1995) Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. *Geology* 23: 4–8.
- Blondeaux P (2001) Mechanics of coastal forms. *Annu Rev Fluid Mech* 33: 339–370.
- Blossier B, Bryan KR, Daly CJ, Winter C (2017) Shore and bar cross-shore migration, rotation, and breathing processes at an embayed beach. *J Geophys Res Earth Surf* 122: 1745–1770.
- Blott SJ, Pye K (2001) Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf Process Landf* 26: 1237–1248.
- Boak EH, Turner IL (2005) Shoreline definition and detection: a review. *J Coast Res* 21: 688–703.
- Bonnot-Courtois C, Levasseur J-E, Le Rhun J (2002) Morphodynamique du front des schorres en baie du Mont Saint-Michel. *Actes Congrès Natx Sociétés Hist Sci* 124: 81–94.
- Bosello F, De Cian E (2014) Climate change, sea level rise, and coastal disasters. A review of modeling practices. *Energy Econ* 46: 593–605.

- Boudreau D, McDaniel M, Sprout E, Turgeon A (2022) Pollution. *Natl Geogr Soc.* <https://education.nationalgeographic.org/resource/pollution/> (last accessed 28 April 2023).
- Bowman D, Guillén J, López L, Pellegrino V (2009) Planview Geometry and morphological characteristics of pocket beaches on the Catalan coast (Spain). *Geomorphology* 108: 191–199.
- Brander RW, Kench PS, Hart D (2004) Spatial and temporal variations in wave characteristics across a reef platform, Warraber Island, Torres Strait, Australia. *Mar Geol* 207: 169–184.
- Brown BE, Cossins AR (2011) The potential for temperature acclimatisation of reef corals in the face of climate change. *Coral Reefs Ecosyst Transit* 421–433.
- Brown BE, Dunne RP, Phongsuwan N, Somerfield PJ (2011) Increased sea level promotes coral cover on shallow reef flats in the Andaman Sea, eastern Indian Ocean. *Coral Reefs* 30: 867–878.
- Brown T, Borgio G, Sullivan J, Appleton S, Willis M (2022) Coral. *Natl Geogr Soc.* <https://education.nationalgeographic.org/resource/coral/> (last accessed 21 April 2023).
- Browne NK, Smithers SG, Perry CT (2013) Spatial and temporal variations in turbidity on two inshore turbid reefs on the Great Barrier Reef, Australia. *Coral Reefs* 32: 195–210.
- Bruch W, Cordier E, Floch F, Pearson SG (2022) Water Level Modulation of Wave Transformation, Setup and Runup Over La Saline Fringing Reef. *J Geophys Res Oceans* 127. doi:10.1029/2022JC018570
- Brunel C, Sabatier F (2009) Potential influence of sea-level rise in controlling shoreline position on the French Mediterranean Coast. *Geomorphology* 107: 47–57.
- Bruno JF, Selig ER (2007) Regional Decline of Coral Cover in the Indo-Pacific: Timing, Extent, and Subregional Comparisons. *PLoS ONE* 2: 711.
- Bryan KR, Foster R, MacDonald I (2013) Beach rotation at two adjacent headland-enclosed beaches. *J Coast Res* 2095–2100.
- Buckley ML, Lowe RJ, Hansen JE, Van Dongeren AR, Storlazzi CD (2018) Mechanisms of Wave-Driven Water Level Variability on Reef-Fringed Coastlines. *J Geophys Res Oceans* 123: 3811–3831.
- Buddemeier RW, Smith SV (1988) Coral reef growth in an era of rapidly rising sea level: predictions and suggestions for long-term research. *Coral Reefs* 7: 51–56.
- Bukvic A, Rohat G, Aposos A, de Sherbinin A (2020) A Systematic Review of Coastal Vulnerability Mapping. *Sustainability* 12. doi:10.3390/su12072822
- Bulmer RH, Kelly S, Jeffs AG (2016) Light requirements of the seagrass, *Zostera muelleri*, determined by observations at the maximum depth limit in a temperate estuary, New Zealand. *N Z J Mar Freshw Res* 50: 183–194.
- Burke L, Reytar K, Spalding M, Perry A (2011) Reefs at Risk Revisited. Washington, DC: World Resources Institute.

C

- Callaghan DP, Leon JX, Saunders MI (2015) Wave modelling as a proxy for seagrass ecological modelling: Comparing fetch and process-based predictions for a bay and reef lagoon. *Estuar Coast Shelf Sci* 153: 108–120.
- Camoin G, Colonna M, Montaggioni L, Casanova J, Faure G, Thomassin B (1997) Holocene Sea level changes and development in the southwestern Indian Ocean. *Coral Reefs* 16: 247–259.
- Camoin GF, Montaggioni LF, Braithwaite CJR (2004) Late glacial to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Mar Geol* 206: 119–146.
- Camoin GF, Webster JM (2015) Coral reef response to Quaternary sea-level and environmental changes: State of the science. *Sedimentology* 62: 401–428.
- Campbell SJ, Darling ES, Pardede S, Ahmadi G, Mangubhai S, Amkieltiela, Estradivari, Maire E (2020) Fishing restrictions and remoteness deliver conservation outcomes for Indonesia’s coral reef fisheries. *Conserv Lett* 13: e12698.
- Cane MA (1986) El Nino. *Ann Rev Earth Planet Sci* 14: 43–70.
- Cantin N, Cohen A, Karnauska K, Tarrant A, McCorkle D (2010) Ocean Warming Slows Coral Growth in the Central Red Sea. *Science* 329: 322–325.
- Carvalho KS, Wang S (2019) Characterizing the Indian Ocean sea level changes and potential coastal flooding impacts under global warming. *J Hydrol* 569: 373–386.
- Casella E, Drechsel J, Winter C, Benninghoff M, Rovere A (2020) Accuracy of sand beach topography surveying by drones and photogrammetry. *Geo-Mar Lett* 40: 255–268.
- Casella E, Rovere A, Pedroncini A, Stark CP, Casella M, Ferrari M, Firpo M (2016) Drones as tools for monitoring beach topography changes in the Ligurian Sea (NW Mediterranean). *Geo-Mar Lett* 36: 151–163.
- Castelle B, Coco G (2012) The morphodynamics of rip channels on embayed beaches. *Cont Shelf Res* 43: 10–23.
- Cazenave A, Cozannet GL (2014) Sea level rise and its coastal impacts. *Earths Future* 2: 15–34.
- CEREMA (2021) Conseil d’utilisation et Avertissement Quant à La Qualité Des Données - Base de Données CANDHIS. pp 1–10.
- Certain R, Meulé S, Rey V, Pinazo C (2005) Wave transformation on a microtidal barred beach (Sète, France). *J Mar Syst* 58: 19–34.
- Cesca S, Letort J, Razafindrakoto HNT, Heimann S, Rivalta E, Isken MP, Nikkhoo M, Passarelli L, Petersen GM, Cotton F, *et al.* (2020) Drainage of a deep magma reservoir near Mayotte inferred from seismicity and deformation. *Nat Geosci* 13: 87–93.
- Chan JCW, Paelinckx D (2008) Evaluation of Random Forest and Adaboost tree-based ensemble classification and spectral band selection for ecotope mapping using airborne hyperspectral imagery. *Remote Sens Environ* 112: 2999–3011.

- Chand P, Acharya P (2010) Shoreline change and sea level rise along coast of Bhitarkanika wildlife sanctuary, Orissa: An analytical approach of remote sensing and statistical techniques. *Int J Geomat Geosci* 1.
- Chappell J (1980) Coral morphology, diversity and reef growth. *Nat* 1980 2865770 286: 249–252.
- Cheriton OM, Storlazzi CD, Rosenberger KJ (2016) Observations of wave transformation over a fringing coral reef and the importance of low-frequency waves and offshore water levels to runup, overwash, and coastal flooding. *J Geophys Res Oceans* 121: 3121–3140.
- Chevalier C, Devenon JL, Pagano M, Rougier G, Blanchot J, Arfi R (2017) The atypical hydrodynamics of the Mayotte lagoon (Indian Ocean) : Effects on water age and potential impact on plankton productivity. *Estuar Coast Shelf Sci* 196: 182–197.
- Church J, Hunter J, McInnes K, White N (2006) Sea-level rise around the Australian coastline and the changing frequency of extreme sea-level events. *Aust Meteorol Mag* 55: 253–260.
- Cipriani LE, Pranzini E, Rosas V (2011) Landuse changes and erosion of pocket beaches in Elba Island (Tuscany, Italy). *J Coast Res* 1774–1778.
- Class C, Goldstein SL, Altherr R, Bachèlery P (1998) The Process of Plume–Lithosphere Interactions in the Ocean Basins—the Case of Grande Comore. *J Petrol* 39: 881–903.
- Claude-Ivanaj C, Bourdon B, Allègre CJ (1998) Ra–Th–Sr isotope systematics in Grande Comore Island: a case study of plume–lithosphere interaction. *Earth Planet Sci Lett* 164: 99–117.
- Claverie T, Jeanson M, Mercky Y, Squadrelli M, Villeger S, Gordary-Dejean K, Triboulet J, Kamenos N, Anthony E, Dolique F (2019) Effect of Sea-Level Rise with Mangrove and Coral Reef - Alliance. p 54.
- Clayton KM (1980) Beach sediment budgets and coastal modification. *Prog Phys Geogr* 4: 471–486.
- Cohen O (2014) Profiler 3.1 XL, un logiciel gratuit pour la construction et l'analyse de profils topographiques dans Microsoft Excel©. Centre Francais du Littoral, pp 557–564.
- Collin A, Laporte J, Koetz B, Martin-Lauzer F-R, Desnos Y-L (2016) Mapping bathymetry, habitat, and potential bleaching of coral reefs using Sentinel-2. In: 13th International Coral Reef Symposium (ICRS 2016). pp 405–420.
- Colonna Michel, Dullo Wolf Christian, Camoin Gilbert (1996) Sea-Level Changes and d18O Record for the Past 34,000 yr from Mayotte Reef, Indian Ocean. *Quat Res* 46: 335–339.
- Congalton RG (1991) A review of assessing the accuracy of classifications of remotely sensed data. *Remote Sens Environ* 37: 35–46.
- Cordier E, Poizot E, Méar Y (2012) Swell impact on reef sedimentary processes: A case study of the La Reunion fringing reef. *Sedimentology* 59: 2004–2023.
- Cornwall CE, Comeau S, Kornder NA, Perry CT, van Hooidek R, DeCarlo TM, Pratchett MS, Anderson KD, Browne N, Carpenter R, *et al.* (2021) Global declines in coral reef calcium carbonate production under ocean acidification and warming. *Proc Natl Acad Sci U S A* 118: e2015265118.

- Costa MB, Araújo M, Araújo TC, Siegle E (2016) Influence of reef geometry on wave attenuation on a Brazilian coral reef. *Geomorphology* 253: 318–327.
- Courteille M, Jeanson M, Collin A, James D, Claverie T, Charpentier M, Gairin E, Trouillefou M, Giraud-Renard E, Dolique F, *et al.* (2022) Characterisation of long-term evolution (1950–2016) and vulnerability of Mayotte’s shoreline using aerial photographs and a multidisciplinary vulnerability index. *Reg Stud Mar Sci* 55: 102537.
- Cowan ZL, Pratchett M, Messmer V, Ling S (2017) Known predators of crown-of-thorns starfish (*Acanthaster* spp.) and their role in mitigating, if not preventing, population outbreaks. *Diversity* 9. doi:10.3390/d9010007
- Crowell M, Douglas B, Leatherman S (1997) On Forecasting Future U.S. Shoreline Positions: A Test of Algorithms. *J Coast Res* 13: 1245–1255.
- Cugier P, Le Hir P (2002) Development of a 3D Hydrodynamic Model for Coastal Ecosystem Modelling. Application to the Plume of the Seine River (France). *Estuar Coast Shelf Sci* 55: 673–695.
- Cuif JP (1993) Evolution des scléractiniaires : diversité des architectures poreuses au trias supérieur. *Geobios* 26: 405–412.
- Cumming RL (1999) Predation on reef-building corals: multiscale variation in the density of three corallivorous gastropods, *Drupella* spp. *Coral Reefs* 18: 147–157.
- Cumming RL (2009) Case Study: Impact of *Drupella* Spp. on Reef-Building Corals of the Great Barrier Reef. Great Barrier Reef Marine Park Authority, p 44.
- Cuttler MVW, Lowe RJ, Falter JL, Buscombe D (2017) Estimating the settling velocity of bioclastic sediment using common grain-size analysis techniques. *Sedimentology* 64: 987–1004.

D

- da Silva GV, Toldo Jr EE, Klein AH da F, Short AD, Woodroffe CD (2016) Headland sand bypassing—Quantification of net sediment transport in embayed beaches, Santa Catarina Island North Shore, Southern Brazil. *Mar Geol* 379: 13–27.
- Dalca AV, Ferrier KL, Mitrovica JX, Perron JT, Milne GA, Creveling JR (2013) On postglacial sea level-III. Incorporating sediment redistribution. *Geophys J Int* 194: 45–60.
- Daly CJ, Bryan KR, Winter C (2014) Wave energy distribution and morphological development in and around the shadow zone of an embayed beach. *Coast Eng* 93: 40–54.
- David CG, Kohl N, Casella E, Rovere A, Ballesteros P, Schlurmann T (2021) Structure-from-Motion on shallow reefs and beaches: potential and limitations of consumer-grade drones to reconstruct topography and bathymetry. *Coral Reefs* 40: 835–851.
- Davis TR, Harasti D, Smith SDA, Kelaher BP (2016) Using modelling to predict impacts of sea level rise and increased turbidity on seagrass distributions in estuarine embayments. *Estuar Coast Shelf Sci* 181: 294–301.

- De la Torre Y, Aubie S (2003) Etude de La Morpho-Dynamique Des Littoraux de Mayotte. BRGM, p 164.
- De la Torre Y, Crenades C (2008) Gestion de l'érosion Du Littoral de Mayotte. p 23.
- de Lalouvière CLH, Gracia V, Sierra JP, Lin-Ye J, García-León M (2020) Impact of climate change on nearshore waves at a beach protected by a barrier reef. *Water* 12. doi:10.3390/W12061681
- De Winter Id W, Donker J, Sterk G, Van Beem J, Ruessink G (2020) Regional versus local wind speed and direction at a narrow beach with a high and steep foredune. *Plos One* 15: e0226983.
- De'Ath G, Fabricius KE, Sweatman H, Puotinen M (2012) The 27-year decline of coral cover on the Great Barrier Reef and its causes. *Proc Natl Acad Sci U S A* 109: 17995–17999.
- Debeuf D (2004) Etude de l'évolution Volcano-Structurale et Magmatique de Mayotte, Archipel Des Comores, Océan Indien : Approches Structurale, Pétrographique, Géochimique et Géochronologique.
- Dehouck A, Dupuis H, Sénéchal N (2009) Pocket beach hydrodynamics: The example of four macrotidal beaches, Brittany, France. *Mar Geol* 266: 1–17.
- Del Río L, Gracia FJ, Benavente J (2013) Shoreline change patterns in sandy coasts. A case study in SW Spain. *Geomorphology* 196: 252–266.
- Delgado I, Lloyd G (2004) A Simple Low Cost Method for One Person Beach Profiling. *J Coast Res* 20: 1246–1252.
- Desai VV, Komarpant DS, Jagtap TG (2003) Distribution and diversity of marine flora in coral reef ecosystems of Kadmat Island in Lakshadweep archipelago, Arabian sea, India. *Atoll Res Bull* 506.
- Desprats J, Chowanski E, Landemaine VC B Dectot, G, Rinaudo J, Said K, Vignerot B, Vitter M, Bailby E (2018) Projet LESELAM 2 (Lutte Contre l'Erosion Des Sols et l'Envasement Du LAgon à Mayotte) Rapport Avancement N°1–Décembre 2018.
- Desprats J, Landemaine V, Said K, Bailby E, Vignerot B, Rinaudo J, Vitter M, Hamidou A, Beudard Vérificateur F (2019) Projet LESELAM 2 (Lutte Contre l'Erosion Des Sols et l'Envasement Du LAgon à Mayotte) Rapport Avancement N°2–Décembre 2019.
- Desprats J, Lopez J, Dejean C, Said K, Lidon B, Benard B, Lousteau H, Rinaudo J, Colas B, Landemaine V (2016) Projet LESELAM (Lutte Contre l'Erosion Des Sols et l'Envasement Du LAgon à Mayotte) Rapport Avancement N°2–Décembre 2016.
- Desprats J, Rinaudo JD (2019) Quantification of sediment export from two contrasted catchments of the Mayotte Island: a multi-scale observatory to fight against soil erosion and siltation of the lagoon in Mayotte Island. In: American Geophysical Union, Fall Meeting.
- Dolan R, Fenster M, Holme S (1991) Temporal Analysis of Shoreline Recession and Accretion. *J Coast Res* 7: 723–744.
- Dolan R, Hayden B, Lins H (1980) Barrier Islands: The natural processes responsible for the evolution of barrier islands and for much of their recreational and aesthetic appeal also make them hazardous places for humans to live on JSTOR. *Am Sci* 68: 16–25.

- Doney SC, Fabry VJ, Feely RA, Kleypas JA (2009) Ocean acidification: The other CO₂ problem. *Annu Rev Mar Sci* 1: 169–192.
- Doney SC, Mahowald N, Lima I, Feely RA, Mackenzie FT, Lamarque JF, Rasch PJ (2007) Impact of anthropogenic atmospheric nitrogen and sulfur deposition on ocean acidification and the inorganic carbon system. *Proc Natl Acad Sci U S A* 104: 14580–14585.
- Donner SD, Skirving WJ, Little CM, Oppenheimer M, Hoegh-Gulberg O (2005) Global assessment of coral bleaching and required rates of adaptation under climate change. *Glob Change Biol* 11: 2251–2265.
- Douglas AE (2003) Coral bleaching-how and why? *Mar Pollut Bull* 46: 385–395.
- Droxler AW, Jorry SJ (2021) The origin of modern atolls: Challenging Darwin’s deeply ingrained theory. *Annu Rev Mar Sci* 13: 537–573.
- Dubois A (2012) Comportement Morphodynamique Des Plages de Poche En Milieu Mésotidal Semi-Abrité : Exemple Des Plages Méridionales de La Presqu’île de Rhuys, Bretagne Sud, France. UBS.
- Duckworth A, Giofre N, Jones R (2017) Coral morphology and sedimentation. doi:10.1016/j.marpolbul.2017.08.036
- Dullo W, Camoin G, Blomeier D, Colonna M, Eisenhauer A, Faure G, Casanova J, Thomassin B (1998) Morphology and sediments of the fore-slopes of Mayotte, Comoro Islands: direct observations from a submersible. *Sediment* 25: 219–236.
- Dullo WC (2005) Coral growth and reef growth: A brief review. *Facies* 51: 33–48.
- Dulvy N, Stanwell-Smith D, Darwall WR, Horrill CJ (1995) Coral mining at Mafia Island, Tanzania: a management dilemma. *Ambio* 358–365.
- Dura T, Engelhart SE, Vacchi M, Horton BP, Kopp RE, Peltier WR, Bradley S (2016) The Role of Holocene Relative Sea-Level Change in Preserving Records of Subduction Zone Earthquakes. *Curr Clim Change Rep* 2: 86–100.
- Duvat VKE, Pillet V (2017) Shoreline changes in reef islands of the Central Pacific: Takapoto Atoll, Northern Tuamotu, French Polynesia. *Geomorphology* 282: 96–118.

E

- East HK, Perry CT, Beetham EP, Kench PS, Liang Y (2020) Modelling reef hydrodynamics and sediment mobility under sea level rise in atoll reef island systems. *Glob Planet Change* 192. doi:10.1016/j.gloplacha.2020.103196
- Eddy TD, Lam VWY, Reygondeau G, Cisneros-Montemayor AM, Greer K, Palomares MLD, Bruno JF, Ota Y, Cheung WWL (2021) Global decline in capacity of coral reefs to provide ecosystem services. *One Earth* 4: 1278–1285.
- Eggleston J, Pope J (2013) Land Subsidence and Relative Sea-Level Rise in the Southern Chesapeake Bay Region. USGS, pp 1–32.

- Eisenbeiss H (2009) UAV Photogrammetry. ETH Zürich.
- Elliff C, Reimão I, Cánovas V, González M (2019) Wave Attenuation and Shoreline Protection by a Fringing Reef System. *Anu Inst Geocienc* 42: 87.
- El-Naggar HA (2020) Human Impacts on Coral Reef Ecosystem. *Nat Resour Manag Biol Sci*. doi:10.5772/INTECHOPEN.88841
- Emerick CM, Duncan RA (1982) Age progressive volcanism in the Comores Archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. *Earth Planet Sci Lett* 60: 415–428.
- Emery KO (1961) A simple method of measuring beach profiles. *Limnol Oceanogr* 6: 90–93.
- ENSG (2023) CNIDAIRES. <http://geolorraine.free.fr/fossiles/fossiles/page.php?idp=195&mode=descrip> (last accessed 25 April 2023).
- Erftemeijer PL, Riegl B, Hoeksema BW, Todd PA (2012) Environmental impacts of dredging and other sediment disturbances on corals: a review. *Mar Pollut Bull* 64: 1737–1765.

F

- Fabricius KE (2005) Effects of terrestrial runoff on the ecology of corals and coral reefs: review and synthesis. *Mar Pollut Bull* 50: 125–146.
- Fairbanks R (1989) A 17, 000 year glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342.
- Faivre G, Da Silva GV, Aimbie J, Ware D, Tomlinson R, MacKey B, Zhang H (2020) Coastal Processes within a Coral Reef Lagoon System: Erakor Lagoon, Efate Island, Vanuatu. *J Coast Res* 95: 1427–1432.
- Faivre L, Teichet N, Pierre V, Monnier O, Couprie S (2020) Projet REZORD -MAY Evaluation Des Conditions de Référence Des Cours d'eau de Mayotte Volet 1 : Caractérisation Des Pressions s'exerçant Sur Les Populations de Poissons et de Macro- Crustacés Amphihalins de Mayotte. Rapport Final. pp 1–82.
- Fauzan MA, Kumara IS, Yogyantoro R, Suwardana S, Fadhilah N, Nurmalasari I, Apriyani S, Wicaksono P (2017) Assessing the capability of Sentinel-2A data for mapping seagrass percent cover in Jerowaru, East Lombok. *Indones J Geogr* 49: 195–203.
- Feagin RA, Williams AM, Popescu S, Stuke J, Washington-Allen RA (2014) The Use of Terrestrial Laser Scanning (TLS) in Dune Ecosystems: The Lessons Learned. *J Coast Res* 30: 111–119.
- Fenoglio-Marc L, Braitenberg C, Tunini L (2012) Sea level variability and trends in the Adriatic Sea in 1993–2008 from tide gauges and satellite altimetry. *Phys Chem Earth Parts ABC* 40: 47–58.
- Ferrario F, Beck MW, Storlazzi CD, Micheli F, Shepard CC, Airoidi L (2014) The effectiveness of coral reefs for coastal hazard risk reduction and adaptation. *Nat Commun* 5. doi:10.1038/ncomms4794

- Feuillet N, Jorry S, Crawford W, Deplus C, Thinon I, Jacques E, Saurel J, Paquet F, Satriano C, Aiken C, *et al.* (2019) Birth of a large volcanic edifice through lithosphere-scale dyking offshore Mayotte (Indian Ocean). *AGU Fall Meet Abstr* V043-01.
- Fidelman P, McGrath C, Newlands M, Dobbs K, Jago B, Hussey K (2019) Regulatory implications of coral reef restoration and adaptation under a changing climate. *Environ Sci Policy* 100: 221–229.
- Field ME, Chezar H, Storlazzi CD (2013) SedPods: A low-cost coral proxy for measuring net sedimentation. *Coral Reefs* 32: 155–159.
- Fine M, Tchernov D (2007) Scleractinian coral species survive and recover from decalcification. *Science* 315: 1811.
- Fletcher CH, Mullane RA, Richmond BM (1997) Beach loss along armored shorelines on Oahu, Hawaiian Islands. *J Coast Res* 13: 209–215.
- Foody GM (2006) The evaluation and comparison of thematic maps derived from remote sensing. *Th Int Symp Spat Accuracy Assess Nat Resour Environ Sci* 31.
- Ford M (2012) Shoreline Changes on an Urban Atoll in the Central Pacific Ocean: Majuro Atoll, Marshall Islands. *J Coast Res* 28: 11–22.
- Ford MR, Becker JM, Merrifield MA (2013) Reef flat wave processes and excavation pits: Observations and implications for Majuro Atoll, Marshall Islands. *J Coast Res* 29: 545–554.
- Forsman ZH, Page CA, Toonen RJ, Vaughan D (2015) Growing coral larger and faster: Micro-colony-fusion as a strategy for accelerating coral cover. *PeerJ*. doi:10.7717/peerj.1313
- Fournier J, Bonnot-Courtois C, Paris R, Voltaire O, Le Vot M (2012) Analyses Granulométriques, Principes et Méthodes. CNRS, Dinard, p 99.
- Fourqurean JW, Manuel S, Coates KA, Kenworthy WJ, Smith SR (2010) Effects of excluding sea turtle herbivores from a seagrass bed: overgrazing may have led to loss of seagrass meadows in Bermuda. *Mar Ecol Prog Ser* 419: 223–232.
- Friedrichs CT, Perry JE (2001) Tidal salt marsh morphodynamics: a synthesis. *J Coast Res* 7–37.
- Friend PL, Velegrakis AF, Weatherston PD, Collins MB (2006) Sediment transport pathways in a dredged ria system, southwest England. *Estuar Coast Shelf Sci* 67: 491–502.

G

- Gabrié C, Oberlinkens M, Porcher M, Quod J-P (2003) Plan de gestion du lagon de Mayotte 29: 355–373.
- Gallop SL, Bosserelle C, Eliot I, Pattiaratchi CB (2012) The influence of limestone reefs on storm erosion and recovery of a perched beach. *Cont Shelf Res* 47: 16–27.
- Gallop SL, Kennedy DM, Loureiro C, Naylor LA, Muñoz-Pérez JJ, Jackson DWT, Fellowes TE (2020) Geologically controlled sandy beaches: Their geomorphology, morphodynamics and classification. *Sci Total Environ* 731: 139123.

- Gallop SL, Young IR, Ranasinghe R, Durrant TH, Haigh ID (2014) The large-scale influence of the Great Barrier Reef matrix on wave attenuation. *Coral Reef* 33: 1167–1178.
- Gao S, Collins M (1992) Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of “transport vectors.” *Sediment Geol* 81: 47–60.
- Gardes L, Salvat B (2008) Les récifs coralliens de l’outre-mer français: suivi et état des lieux. *Rev Ecol Terre Vie* 63: 9–11.
- Gargani J (2022) Isostatic Adjustment, Vertical Motion Rate Variation and Potential Detection of Past Abrupt Mass Unloading. *Geosci Switz* 12. doi:10.3390/geosciences12080302
- Gawehn M, van Dongeren A, van Rooijen A, Storlazzi CD, Cheriton OM, Reniers A (2016) Identification and classification of very low frequency waves on a coral reef flat. *J Geophys Res Oceans* 121: 7560–7574.
- Ghimire B, Rogan J, Miller J (2010) Contextual land-cover classification: incorporating spatial dependence in land-cover classification models using random forests and the Getis statistic. *Remote Sens Lett* 1: 45–54.
- Gischler E, Hudson JH (2004) Holocene development of the Belize Barrier Reef. *Sediment Geol* 164: 223–236.
- Glynn PW, Stewart RH (1973) Distribution of coral reefs in the Pearl Islands (Gulf of Panama) in relation to thermal conditions. *Limnol Oceanogr* 18: 367–379.
- Goldstein EB, Coco G, Plant NG (2019) A Review of Machine Learning Applications to Coastal Sediment Transport and 1 Morphodynamics 2 3. *Earth-Sci Rev.*
- Gomes JD, Abrunhosa FA, De D, De Brito Simith J, Asp NE (2013) Mangrove sedimentary characteristics and implications for crab *Ucides cordatus* (Crustacea, Decapoda, Ucididae) distribution in an estuarine area of the Amazonian region 43: 481–489.
- Gore S, Cooper JAG, Jackson DWT, Jarecki L (2019) Spatial variability in beach biogeomorphology in a tropical archipelago. *Earth Surf Process Landf* 44: 1860–1875.
- Gourlay MR (1994) Wave transformation on a coral reef. *Coast Eng* 23: 17–42.
- Gourlay MR, Colleter G (2005) Wave-generated flow on coral reefs - An analysis for two-dimensional horizontal reef-tops with steep faces. *Coast Eng* 52: 353–387.
- Grady AE, Moore LJ, Storlazzi CD, Elias E, Reidenbach MA (2013) The influence of sea level rise and changes in fringing reef morphology on gradients in alongshore sediment transport. *Geophys Res Lett* 40: 3096–3101.
- Grall C, Steckler MS, Pickering JL, Goodbred S, Sincavage R, Paola C, Akhter SH, Spiess V (2018) A base-level stratigraphic approach to determining Holocene subsidence of the Ganges–Meghna–Brahmaputra Delta plain. *Earth Planet Sci Lett* 499: 23–36.
- Grandin R, Beauducel F, Peltier A, Ballu V, Chanard K, Valtý P, Bonnefond P, de Chabalier JB, Shreve T, Koudogbo FN, *et al.* (2019) Surface Deformation during the 2018-19 Mayotte Seismo-Volcanic Crisis from Gns, Synthetic Aperture Radar and Seafloor Geodesy. In: American Geophysical Union.

- Green EP, Bruckner AW (2000) The significance of coral disease epizootiology for coral reef conservation. *Biol Conserv* 96: 347–361.
- Grigg RW (1995) Coral reefs in an urban embayment in Hawaii: a complex case history controlled by natural and anthropogenic stress. *Coral Reefs* 14: 253–266.
- Grigg RW, Maragos JE (1974) Recolonization of Hermatypic Corals on Submerged Lava Flows in Hawaii. *Ecology* 55: 387–395.
- Grinsted A, Moore JC, Jevrejeva S (2010) Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD. *Clim Dyn* 34: 461–472.
- Grizonnet M, Michel J, Poughon V, Inglada J, Savinaud M, Cresson R (2017) Orfeo ToolBox: open source processing of remote sensing images. *Open Geospatial Data Softw Stand* 2: 1–8.
- Guisado-Pintado E, Jackson DWT, Rogers D (2019) 3D mapping efficacy of a drone and terrestrial laser scanner over a temperate beach-dune zone. *Geomorphology* 328: 157–172.

H

- Hajash A, Armstrong R (1972) Paleomagnetic and radiometric evidence for the age of the Comores Islands, West Central Indian Ocean. *Earth Planetary Sci Lett* 231–236.
- Hajigholizadeh M, Melesse AM, Fuentes HR (2018) Erosion and Sediment Transport Modelling in Shallow Waters: A Review on Approaches, Models and Applications. *Int J Environ Res Public Health* 2018 Vol 15 Page 518 15: 518.
- Hamel MA, Andréfouët S (2010) Using very high resolution remote sensing for the management of coral reef fisheries: Review and perspectives. *Mar Pollut Bull* 60: 1397–1405.
- Hamylton S (2011) Estimating the coverage of coral reef benthic communities from airborne hyperspectral remote sensing data: multiple discriminant function analysis and linear spectral unmixing. *Int J Remote Sens* 32: 9673–9690.
- Hamylton SM, Leon JX, Saunders MI, Woodroffe CD (2014) Simulating reef response to sea-level rise at Lizard Island: A geospatial approach. *Geomorphology* 222: 151–161.
- Hapke C, Richmond B (2000) Monitoring Beach Morphology Changes Using Small-Format Aerial Photography and Digital Softcopy Photogrammetry. *Environ Geosci* 7: 32–37.
- Hapke CJ, Himmelstoss A, Kratzmann M, List J, Thieler R (2011) National Assessment of Shoreline Change: Historical Shoreline Change along the New England and Mid-Atlantic Coasts. USGS, p 57.
- Harborne A (2013) The ecology, behaviour and physiology of fishes on coral reef flats, and the potential impacts of climate change. *J Fish Biol* 83: 417–447.
- Harborne AR, Mumby PJ, ZŻychaluk K, Hedley JD, Blackwell PG (2006) Modeling the beta diversity of coral reefs. *Ecology*.
- Harley M, Turner IL, Short A, Ranasinghe R (2011a) A reevaluation of coastal embayment rotation: The dominance of cross-shore versus alongshore sediment transport processes, Collaroy-

- Narrabeen Beach, southeast Australia. *J Geophys Res Earth Surf* 116. doi:10.1029/2011JF001989
- Harley M, Turner IL, Short A, Ranasinghe R (2011b) Assessment and integration of conventional, RTK-GPS and image-derived beach survey methods for daily to decadal coastal monitoring. *Coast Eng* 58: 194–205.
- Harley MD, Kinsela MA (2022) CoastSnap: A global citizen science program to monitor changing coastlines. *Cont Shelf Res* 245: 104796.
- Harley MD, Masselink G, Ruiz de Alegria-Arzaburu A, Valiente NG, Scott T (2022) Single extreme storm sequence can offset decades of shoreline retreat projected to result from sea-level rise. *Commun Earth Environ* 3: 112.
- Harley MD, Turner IL, Splinter KD, Phillips MS, Simmons JA (2016) Beach response to Australian East Coast Lows: a comparison between the 2007 and 2015 events, Narrabeen-Collaroy Beach. *J Coast Res* 388–392.
- Harney JN, Fletcher CH (2003) A Budget of Carbonate Framework and Sediment Production, Kailua Bay, Oahu, Hawaii. *J Sediment Res* 73: 856–868.
- Harney JN, Grossman EE, Richmond BM, Fletcher CH (2000) Age and composition of carbonate shoreface sediments, Kailua Bay, Oahu, Hawaii. *Coral Reefs* 19: 141–154.
- Harris DL, Rovere A, Casella E, Power H, Canavesio R, Collin A, Pomeroy A, Webster JM, Parravicini V (2018) Coral reef structural complexity provides important coastal protection from waves under rising sea levels. *Sci Adv* 4: eaao4350.
- Harris DL, Vila-Concejo A (2013) Wave transformation on a coral reef rubble platform. *J Coast Res* 65: 506–510.
- Harris DL, Vila-Concejo A, Webster JM (2014) Geomorphology and sediment transport on a submerged back-reef sand apron: One Tree Reef, Great Barrier Reef. *Geomorphology* 222: 132–142.
- Harris DL, Webster JM, De Carli EV, Vila-Concejo A (2011) Geomorphology and morphodynamics of a sand apron, one tree reef, southern Great Barrier Reef. *J Coast Res* 760–764.
- Haywood MDE, Thomson DP, Babcock RC, Pillans RD, Keesing JK, Miller M, Rochester WA, Donovan A, Evans RD, Shedrawi G, *et al.* (2019) Crown-of-thorns starfish impede the recovery potential of coral reefs following bleaching. *Mar Biol* 166: 1–15.
- Hearn CJ (1999) Wave-breaking hydrodynamics within coral reef systems and the effect of changing relative sea level. *J Geophys Res Oceans* 104: 30007–30019.
- Hearn CJ (2011) Perspectives in coral reef hydrodynamics. *Coral Reefs* 30: 1–9.
- Hedley J, Roelfsema C, Koetz B, Phinn S (2012) Capability of the Sentinel 2 mission for tropical coral reef mapping and coral bleaching detection. *Remote Sens Environ* 120: 145–155.
- Hedley JD, Roelfsema C, Brando V, Giardino C, Kutser T, Phinn S, Mumby PJ, Barrilero O, Laporte J, Koetz B (2018) Coral reef applications of Sentinel-2: Coverage, characteristics, bathymetry and benthic mapping with comparison to Landsat 8. *Remote Sens Environ* 216: 598–614.

- Hedley JD, Roelfsema CM, Chollett I, Harborne AR, Heron SF, Weeks SJ, Skirving WJ, Strong AE, Mark Eakin C, Christensen TRL, *et al.* (2016) Remote Sensing of Coral Reefs for Monitoring and Management: A Review. *Remote Sens 2016 Vol 8 Page 118* 8: 118.
- Hilmi N, Osborn D, Acar S, Bambridge T, Chlous F, Cinar M, Djoundourian S, Haraldsson G, Lam VWY, Maliki S, *et al.* (2019) Socio-economic tools to mitigate the impacts of ocean acidification on economies and communities reliant on coral reefs — a framework for prioritization. *Reg Stud Mar Sci* 28: 100559.
- Himmelstoss EA, Henderson RE, Kratzmann MG, Farris AS (2018) Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 5.0 user guide. *Open-File Rep.* doi:10.3133/OFR20181179
- Hinkel J, Nicholls RJ, Tol RSJ, Wang ZB, Hamilton JM, Boot G, Vafeidis AT, McFadden L, Ganopolski A, Klein RJT (2013) A global analysis of erosion of sandy beaches and sea-level rise: An application of DIVA. *Glob Planet Change* 111: 150–158.
- Hjulström F (1935) Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris.
- Hoegh-Guldberg O (2011) Coral reef ecosystems and anthropogenic climate change. *Reg Environ Change* 11: 215–227.
- Hoegh-Guldberg O, Mumby PJ, Hooten AJ, Steneck RS, Greenfield P, Gomez E, Harvell CD, Sale PF, Edwards AJ, Caldeira K (2007) Coral reefs under rapid climate change and ocean acidification. *science* 318: 1737–1742.
- Holst Rice S, Messina A, Biggs T, Vargas-Angel B, Whittall D (2016) Baseline Assessment of Faga‘alu Watershed: A Ridge to Reef Assessment in Support of Sediment Reduction Activities and Future Evaluation of Their Success. NOAA Technical Memorandum CRCP 23, p 44.
- Hopley D, Smithers S, Parnell K (2007) The Geomorphology of the Great Barrier Reef: Development, Diversity and Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Horsburgh KJ, Wilson C (2007) Tide-surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea. *J Geophys Res Oceans* 112.
- Horta J, Oliveira S, Moura D, Ferreira Ó (2018) Nearshore hydrodynamics at pocket beaches with contrasting wave exposure in southern Portugal. *Estuar Coast Shelf Sci* 204: 40–55.
- Hossainid M, Staplesid AE (2020) Effects of coral colony morphology on turbulent flow dynamics. *Plos One* 15. doi:10.1371/journal.pone.0225676
- Huang Y, Coelho VR (2017) Sustainability performance assessment focusing on coral reef protection by the tourism industry in the Coral Triangle region. *Tour Manag* 59: 510–527.
- Hughes TP, Baird AH, Bellwood DR, Card M, Connolly SR, Folke C, Grosberg R, Hoegh-Guldberg O, Jackson JBC, Kleypas J, *et al.* (2003) Climate Change, Human Impacts, and the Resilience of Coral Reefs. *Science* 301: 929–933.
- Hughes TP, Barnes ML, Bellwood DR, Cinner JE, Cumming GS, Jackson JBC, Kleypas J, Van De Leemput IA, Lough JM, Morrison TH, *et al.* (2017) Coral reefs in the Anthropocene. *Nat* 2017 5467656 546: 82–90.

- Hughes TP, Graham NA, Jackson JB, Mumby PJ, Steneck RS (2010) Rising to the challenge of sustaining coral reef resilience. *Trends Ecol Evol* 25: 633–642.
- Hughes TP, Kerry JT, Baird AH, Connolly SR, Dietzel A, Eakin CM, Heron SF, Hoey AS, Hoogenboom MO, Liu G, *et al.* (2018) Global warming transforms coral reef assemblages. *Nature* 556: 492–496.
- Huppert KL, Royden LH, Perron JT (2015) Dominant influence of volcanic loading on vertical motions of the Hawaiian Islands. *Earth Planet Sci Lett* 418: 149–171.
- Huss M, Hock R (2015) A new model for global glacier change and sea-level rise. *Front Earth Sci* 3: 54.

I

- Idier D, Romieu E, Delattre M, Pedreros R, de la Torre Y (2008) Hydrodynamique tidale du lagon de Mayotte : observations in situ et modélisation. Centre Français du Littoral, pp 553–562.
- IFRECOR (2021) État de Santé Des Récifs Coralliens, Herbiers Marins et Mangroves Des Outre-Mer Français - Bilan 2020. pp 1–335.
- Insalaco E, Hallam A, Rosen B (1997) Oxfordian (Upper Jurassic) coral reefs in Western Europe: reef types and conceptual depositional model. *Sedimentology* 44: 707–734.
- IPCC (2018) Special Report on Global Warming of 1.5°C.
- IPCC (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. Cambridge University Press, pp 321–446.

J

- Jackson DWT, Cooper JAG, Del Rio L (2005) Geological control of beach morphodynamic state. *Mar Geol* 216: 297–314.
- James MR, Robson S (2012) Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application. *J Geophys Res Earth Surf* 117. doi:10.1029/2011JF002289
- James RK, Keyzer LM, van de Velde SJ, Herman PM, van Katwijk MM, Bouma TJ (2023) Climate change mitigation by coral reefs and seagrass beds at risk: How global change compromises coastal ecosystem services. *Sci Total Environ* 857: 159576.
- Jaud M (2011) Techniques d’observation et de Mesure Haute Résolution Des Transferts Sédimentaires Dans La Frange Littorale.
- Jeanson M (2009) Morphodynamique Du Littoral de Mayotte - Des Processus Au Réseau de Surveillance.

- Jeanson M, Anthony EJ, Charroux S, Aubry A, Dolique F (2021a) Detecting the effects of rapid tectonically induced subsidence on Mayotte Island since 2018 on beach and reef morphology, and implications for coastal vulnerability to marine flooding. *Geo-Mar Lett* 41. doi:10.1007/s00367-021-00725-4
- Jeanson M, Anthony EJ, Dolique F, Aubry A (2013) Wave characteristics and morphological variations of pocket beaches in a coral reef-lagoon setting, Mayotte Island, Indian Ocean. *Geomorphology* 182: 190–209.
- Jeanson M, Dolique F, Anthony EJ, Aubry A (2019) Decadal-scale Dynamics and Morphological Evolution of Mangroves and Beaches in a Reef-lagoon Complex, Mayotte Island. *J Coast Res* 88: 195–208.
- Jeanson M, Facon M, Charroux S, Mercky Y, Fabregas A, Levasseur V (2021b) Étude Des Processus Morphodynamiques Du Trait de Côte Mahorais et de l’envasement Du Lagon Rapport Final-Décembre 2021. p 112.
- Jiang LQ, Carter BR, Feely RA, Lauvset SK, Olsen A (2019) Surface ocean pH and buffer capacity: past, present and future. *Sci Rep* 2019 9: 1–11.
- Jimenez IM, Larkum AWD, Ralph PJ, Kü M (2012) In situ thermal dynamics of shallow water corals is affected by tidal patterns and irradiance. *Mar Biol* 159: 1773–1782.
- Johnson JE, Marshall PA (2007) The Great Barrier Reef and climate change: vulnerability and management implications. In: *Climate Change and the Great Barrier Reef: A Vulnerability Assessment*. Great Barrier Reef Marine Park Authority and the Australian Greenhouse Office, pp 97–120.
- Johnson JT, Toporkov JV, Brown GS (2001) A Numerical Study of Backscattering From Time-Evolving Sea Surfaces: Comparison of Hydrodynamic Models. *Ieee Trans Geosci Remote Sens* 39.
- Johnson ME, Lustic C, Bartels E, Baums IB, Gilliam DS, Larson EA, Lirman D, Miller MW, Nedimyer K, Schopmeyer S (2011) *Caribbean Acropora Restoration Guide: Best Practices for Propagation and Population Enhancement*.
- Jones BM, Arp CD, Beck RA, Grosse G, Webster JM, Urban FE (2009) Erosional history of Cape Halkett and contemporary monitoring of bluff retreat, Beaufort Sea coast, Alaska. *Polar Geogr* 32: 129–142.
- Jonesid R, Fisher R, Bessell-Browne P (2019) Sediment deposition and coral smothering. doi:10.1371/journal.pone.0216248
- Jouon A, Douillet P, Ouillon S, Fraunié P (2006) Calculations of hydrodynamic time parameters in a semi-opened coastal zone using a 3D hydrodynamic model. *Cont Shelf Res* 26: 1395–1415.

K

- Karimpour A, Chen Q (2017) Wind wave analysis in depth limited water using OCEANLYZ, A MATLAB toolbox. *Comput Geosci* 106: 181–189.
- Kelletat D (2006) Beachrock as Sea-Level Indicator? Remarks from a Geomorphological Point of View. *J Coast Res - J Coast RES* 22: 1558–1564.
- Kelling G, Williams PF (1967) Flume Studies of the Reorientation of Pebbles and Shells. <https://doi.org/10.1086/627254> 75: 243–267.
- Kelly CS, Green AN, Cooper JAG, Wiles E (2014) Beachrock facies variability and sea level implications: a preliminary study. *J Coast Res* 70: 736–742.
- Kemp AC, Hawkes AD, Donnelly JP, Vane CH, Hill TD, Anisfeld SC, Parnell AC, Cahill N (2015) Relative Sea level change in connecticut (USA) during the last 2200 years. *Earth Planet Sci Lett* 428: 217–229.
- Kench P (1994) Hydrodynamic observation of the Cocos (Keeling) Islands lagoon. In: Atoll Research Bulletin.
- Kench P (2015) Coral Reefs. In: Masselink G, Gehrels R, eds. Coastal Environments and Global Change. John Wiley & Sons, Ltd, pp 380–409.
- Kench P, Brander R (2006a) Wave processes on coral reef flats : implications for reef geomorphology using australian case studies. *J Coast Reseach* 223: 209–223.
- Kench P, Brander R (2006b) Response of reef island shorelines to seasonal climate oscillations: South Maalhosmadulu atoll, Maldives. *J Geophys Res Earth Surf* 111. doi:10.1029/2005JF000323
- Kench PS, Brander RW, Parnell KE, O’Callaghan JM (2009) Seasonal variations in wave characteristics around a coral reef island, South Maalhosmadulu atoll, Maldives. *Mar Geol* 262: 116–129.
- Kench PS, McLean RF (1997) A comparison of settling and sieve techniques for the analysis of bioclastic sediments. *Sediment Geol* 109: 111–119.
- Kennedy DM, Woodroffe CD (2002) Fringing reef growth and morphology: a review. *Earth-Sci Rev* 57: 255–277.
- Kirwan ML, Guntenspergen GR (2010) Influence of tidal range on the stability of coastal marshland. *J Geophys Res Earth Surf* 115.
- Klein AHF, Ferreira Ó, Dias JMA, Tessler MG, Silveira LF, Benedet L, de Menezes JT, de Abreu JGN (2010) Morphodynamics of structurally controlled headland-bay beaches in southeastern Brazil: A review. *Coast Eng* 57: 98–111.
- Kleint AH da F, Benedet Filhott L, Schumacher DH, Filho B (2002) Short- term beach rotation processes in distinct headland bay Beach Systems. *J Coast Res* 18: 442–458.
- Kleypas J, Allemand D, Anthony K, Baker AC, Beck MW, Hale LZ, Hilmi N, Hoegh-Guldberg O, Hughes T, Kaufman L, et al. (2021) Designing a blueprint for coral reef survival. *Biol Conserv* 257: 109107.
- Knowlton N, Brainard RE, Fisher R, Moews M, Plaisance L, Caley MJ (2010) Chapter 4 Coral Reef Biodiversity. In: Oceans Present. pp 65–77.

- Knudby A, Jupiter S, Roelfsema C, Lyons M, Phinn S (2013) Mapping Coral Reef Resilience Indicators Using Field and Remotely Sensed Data. *Remote Sens 2013 Vol 5 Pages 1311-1334* 5: 1311–1334.
- Kontrovitz M, Snyder SW, Brown RJ (1978) A flume study of the movement of foraminifera tests. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 23: 141–150.
- Kraines SB, Suzuki A, Yanagi T, Guo X, Komiyama H, Isobe M (1999) Rapid water exchange between the lagoon and the open ocean at Majuro Atoll due to wind, waves, and tide. *J Geophys Res* 104: 635–650.
- Krumbein WC (1938) Size frequency distributions of sediments and the normal phi curve. *J Sediment Res* 8: 84–90.
- Kubicek A, Breckling B, Hoegh-Guldberg O, Reuter H (2019) Climate change drives trait-shifts in coral reef communities. *Sci Rep* 9: 1–10.
- Kuffner IB (2018) Sea-level rise could overwhelm coral reefs. *Nature* 558: 378–379.
- Kumar ED, Sannasiraj S, Sundar V, Polnikov V (2013) Wind-wave characteristics and climate variability in the Indian Ocean region using altimeter data. *Mar Geod* 36: 303–318.

L

- Łabuz TA (2016) A review of field methods to survey coastal dunes—experience based on research from South Baltic coast. *J Coast Conserv* 20: 175–190.
- Lachs L, Oñate-Casado J (2020) Fisheries and tourism: social, economic, and ecological trade-offs in coral reef systems. In: Proceedings of the 2018 Conference for YOUNg MARine RESEARCHer in Oldenburg, Germany. YOUMARES 9-The Oceans: Our Research, Our Future, pp 243–260.
- Lam K, Shin PKS, Hodgson P (2007) Severe bioerosion caused by an outbreak of corallivorous *Drupella* and *Diadema* at Hoi Ha Wan Marine Park, Hong Kong. *Coral Reefs* 26: 893.
- Lambrechts J, Humphrey C, Mckinna L, Gourgue O, Fabricius K, Mehta AJ, Lewis S, Wolanski E (2010) Importance of wave-induced bed liquefaction in the fine sediment budget of Cleveland Bay, Great Barrier Reef. *Estuar Coast Shelf Sci* 89: 154–162.
- Landemaine V, Desprats J, Dectot G, Vignerot B, Cerdan O, Rinaudo J, Carme E, Said K, Vitter M, Salvador-Blanes S, *et al.* (2021) Suivi Hydro-Sédimentaire et Modélisation de l'érosion Des Sols à Mayotte-Projet LESELAM 2 Rapport Final BRGM/RP-70572-FR Mars 2021. BRGM, pp 1–218.
- Landemaine V, Lidon B, Lopez J-M, Dejean C, Bozza J-L, Benard B, Parizot M, Desprats J-F, Cerdan O (2017) Quantification of Sediment Export from Two Contrasted Catchments of the Mayotte Island: A Multi-Scale Observatory to Fight against Soil Erosion and Siltation of the Lagoon in Mayotte Island. Geophysical Research Abstracts. pp 2017–10504.

- Landrigan PJ, Fuller R, Hu H, Caravanos J, Cropper ML, Hanrahan D, Sandilya K, Chiles TC, Kumar P, Suk WA (2018) Pollution and Global Health-An Agenda for Prevention. *Environ Health Perspect* 126. doi:10.1289/EHP3141
- Larcombe P, Costen A, Woolfe KJ (2001) The hydrodynamic and sedimentary setting of nearshore coral reefs, central Great Barrier Reef shelf, Australia: Paluma Shoals, a case study. *Sedimentology* 48: 811–835.
- Larson M (1991) Equilibrium profile of a beach with varying grain size. *Coast Sediments* 905–919.
- Lashley CH, Roelvink D, van Dongeren A, Buckley ML, Lowe RJ (2018) Nonhydrostatic and surfbeat model predictions of extreme wave run-up in fringing reef environments. *Coast Eng* 137: 11–27.
- Law MT, Huang D (2023) Light limitation and coral mortality in urbanised reef communities due to sea-level rise. *Clim Change Ecol* 5: 100073.
- Le Roux JP, Rojas EM (2007) Sediment transport patterns determined from grain size parameters: Overview and state of the art. *Sediment Geol* 202: 473–488.
- Leatherman SP, Zhang K, Douglas BC (2000) Sea level rise shown to drive coastal erosion. *Eos Trans Am Geophys Union* 81: 55–57.
- Lecchini D, Brooker RM, Waqalevu V, Gairin E, Minier L, Berthe C, Besineau R, Blay G, Maueau T, Sturny V, *et al.* (2021) Effects of COVID-19 pandemic restrictions on coral reef fishes at ecotourism sites in Bora-Bora, French Polynesia. *Mar Environ Res* 170. doi:10.1016/J.MARENRES.2021.105451
- Lee J-M, Park J-Y, Choi J-Y (2013) Evaluation of Sub-aerial Topographic Surveying Techniques Using Total Station and RTK-GPS for Applications in Macrotidal Sand Beach Environment. *J Coast Res* 65: 535–540.
- Lemoine A, Bertil D, Roullé A, Briole P (2019) The volcano-tectonic crisis of 2018 east of Mayotte, Comoros islands. *Geophys J Int.*
- Lemoine A, Briole P, Bertil D, Roullé A, Foumelis M, Thinon I, Raucoules D, de Michele M, Valty P, Colomer RH (2020) The 2018-2019 seismo-volcanic crisis east of Mayotte, Comoros islands: Seismicity and ground deformation markers of an exceptional submarine eruption. *Geophys J Int* 223: 22–44.
- Lepesqueur J, Hostache R, Martínez-Carreras N, Montargès-Pelletier E, Hissler C (2019) Sediment transport modelling in riverine environments: on the importance of grain-size distribution, sediment density, and suspended sediment concentrations at the upstream boundary. *Hydrol Earth Syst Sci* 23: 3901–3915.
- Lesser MP (2004) Experimental biology of coral reef ecosystems. *J Exp Mar Biol Ecol* 300: 217–252.
- Leuven J, Kleinhans MG, Weisscher SAH, Van der Vegt M (2016) Tidal sand bar dimensions and shapes in estuaries. *Earth-Sci Rev* 161: 204–223.

- Lidberg M, Johansson JM, Scherneck H-G, Milne GA, Eshagh M (2010) Recent results based on continuous GPS observations of the GIA process in Fennoscandia from BIFROST. *J Geodyn* 50: 1–8.
- Lithgow D, Martínez ML, Gallego-Fernández JB, Silva R, Ramírez-Vargas DL (2019) Exploring the co-occurrence between coastal squeeze and coastal tourism in a changing climate and its consequences. *Tour Manag* 74: 43–54.
- Liu G, Strong AE, Skirving W, Arzayus F (2006) Overview of NOAA coral reef watch program’s near-real time satellite global coral bleaching monitoring activities. In: Proceedings of the 10th International Coral Reef Symposium. pp 1783–1793.
- Longuet-Higgins MS, Stewart R w. (1964) Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications. *Deep Sea Res Oceanogr Abstr* 11: 529–562.
- Loureiro C, Ferreira Ó, Cooper JAG (2012) Geologically constrained morphological variability and boundary effects on embayed beaches. *Mar Geol* 329–331: 1–15.
- Lowe RJ, Falter JL, Bandet MD, Pawlak G, Atkinson MJ, Monismith SG, Koseff JR (2005) Spectral wave dissipation over a barrier reef. *J Geophys Res C Oceans* 110: 1–16.
- Lowe RJ, Falter JL, Koseff JR, Monismith SG, Atkinson MJ (2007) Spectral wave flow attenuation within submerged canopies: Implications for wave energy dissipation. *J Geophys Res* 112: 5018.
- Lowe RJ, Falter JL, Monismith SG, Atkinson MJ (2009) A numerical study of circulation in a coastal reef-lagoon system. *J Geophys Res Oceans* 114. doi:10.1029/2008JC005081
- Lucas JS, Hart RJ, Howden ME, Salathe R (1979) Saponins in eggs and larvae of *Acanthaster planci* (L.) (Asteroidea) as chemical defences against planktivorous fish. *J Exp Mar Biol Ecol* 40: 155–165.
- Lugo-Fernandez A, Roberts HH, Suhayda JN (1998a) Wave Transformations across a Caribbean Fringing-Barrier Coral Reef. *Continental Shelf Research*. pp 1099–1124.
- Lugo-Fernandez A, Roberts HH, Wiseman WJ (1998b) Tide Effects on Wave Attenuation and Wave Set-up on a Caribbean Coral Reef. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. pp 385–393.
- Lugo-Fernández A, Roberts HH, Wiseman WJ (2004) Currents, water levels, and mass transport over a modern Caribbean coral reef: Tague Reef, St. Croix, USVI. *Cont Shelf Res* 24: 1989–2009.
- Luijendijk A, Hagenars G, Ranasinghe R, Baart F, Donchyts G, Aarninkhof S (2018) The State of the World’s Beaches OPEN. *Sci Rep* 8: 1–11.

M

- MacKellar MC, McGowan HA (2010) Air-sea energy exchanges measured by eddy covariance during a localised coral bleaching event, Heron Reef, Great Barrier Reef, Australia. *Geophys Res Lett* 37. doi:10.1029/2010GL045291

- Mahabot M (2016) Suivi Morphodynamique Des Plages Récifales de La Réunion En Contexte d'observatoire. p 264.
- Mahabot MM, Jaud M, Pennober G, Le Dantec N, Troadec R, Suanez S, Delacourt C (2017) The basics for a permanent observatory of shoreline evolution in tropical environments; lessons from back-reef beaches in La Reunion Island. *Comptes Rendus - Geosci* 349: 330–340.
- Maiti SK, Chowdhury A (2013) Effects of Anthropogenic Pollution on Mangrove Biodiversity: A Review. *J Environ Prot* 2013: 1428–1434.
- Malleville M, Quercia A (1992) Mayotte Île Volcanique.
- Mandlier PG, Kench PS (2012) Analytical modelling of wave refraction and convergence on coral reef platforms: Implications for island formation and stability. *Geomorphology* 159–160: 84–92.
- Mart Y (1988) The tectonic setting of the Seychelles, Mascarene and Amirante plateaux in the Western Equatorial Indian Ocean. *Mar Geol* 79: 261–274.
- Martins KA, Pereira P de S, Esteves LS, Williams J (2019) The Role of Coral Reefs in Coastal Protection: Analysis of Beach Morphology. *J Coast Res* 92: 157.
- Masselink G, Kroon A, Davidson-Arnott RGD (2006) Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings - A review. *Geomorphology* 73: 33–49.
- Masselink G, Pattiaratchi CB (2001) Seasonal changes in beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia. *Mar Geol* 172: 243–263.
- Masselink G, Scott T, Poate T, Russell P, Davidson M, Conley D (2016) The extreme 2013/2014 winter storms: hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England. *Earth Surf Process Landf* 41: 378–391.
- Mauz B, Vacchi M, Green A, Hoffmann G, Cooper A (2015) Beachrock: A tool for reconstructing relative sea level in the far-field. *Mar Geol* 362: 1–16.
- Mavume AF, Rydberg L, Rouault M, Lutjeharms JR (2009) Climatology and landfall of tropical cyclones in the south-west Indian Ocean. *West Indian Ocean J Mar Sci* 8.
- Mawren D, Hermes J, Reason CJC (2020) Exceptional Tropical Cyclone Kenneth in the Far Northern Mozambique Channel and Ocean Eddy Influences. *Geophys Res Lett* 47. doi:10.1029/2020GL088715
- McCarroll RJ, Masselink G, Valiente NG, Scott T, King EV, Conley D (2018) Wave and tidal controls on embayment circulation and headland bypassing for an exposed, macrotidal site. *J Mar Sci Eng* 6: 94.
- Mcdonald CB, Koseff JR, Monismith SG (2006) Effects of the depth to coral height ratio on drag coefficients for unidirectional flowover coral. *Limnol Ocean* 51: 1294–1301.
- McLachlan RL, Ogston AS, Asp NE, Fricke AT, Nittrouer CA, Gomes VJC (2020) Impacts of tidal-channel connectivity on transport asymmetry and sediment exchange with mangrove forests. *Estuar Coast Shelf Sci* 233: 106524.
- Mclean R, Kench P (2015) Destruction or persistence of coral atoll islands in the face of 20th and 21st century sea-level rise? *Wiley Interdiscip Rev Clim Change* 6: 445–463.

- McLeod E, Poulter B, Hinkel J, Reyes E, Salm R (2010) Sea-level rise impact models and environmental conservation: A review of models and their applications. *Ocean Coast Manag* 53: 507–517.
- Mcmanus JW, Reyes RB (1997) Effects of Some Destructive Fishing Methods on Coral Cover and Potential Rates of Recovery. *Environ Manage* 21: 69–78.
- McNinch JE (2004) Geologic control in the nearshore: Shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots, Mid-Atlantic Bight, USA. *Mar Geol* 211: 121–141.
- Medina R, Losada MA, Losada IJ, Vidal C (1994) Temporal and spatial relationship between sediment grain size and beach profile. *Mar Geol* 118: 195–206.
- Mendoza E, Silva R (2017) Measurements and Modelling of Small Scale Processes of Vegetation Preventing Dune Erosion Exploring marine energy for supplying a stable electrical demand and promoting the economic growth in local communities surrounding the Cozumel Channel View project Formación de capacidades entorno a la restauración de ecosistemas y servicios ambientales View project. *Artic J Coast Res*. doi:10.2112/SI77-003.1
- Merritt WS, Letcher RA, Jakeman AJ (2003) A review of erosion and sediment transport models. *Environ Model Softw* 18: 761–799.
- Météo France (2021) Bulletin Climatologique Mensuel - Mayotte.
- Météo France (2023a) Cyclone et activité cyclonique Mayotte. <https://meteofrance.yt/fr/cyclone> (last accessed 16 March 2023).
- Météo France (2023b) Sécheresse et déficit pluviométrique sur Mayotte. <https://meteofrance.yt/fr/climat/secheresse-et-deficit-pluviometrique-sur-mayotte> (last accessed 28 February 2023).
- Miao Z (2022) Damage of Oxybenzone in Sunscreen to Coral Reefs. *Int J Biol Life Sci* 1: 17–19.
- Michon L (2016) The volcanism of the Comoros archipelago integrated at a regional scale. *Act Volcanoes Southwest Indian Ocean Piton Fournaise Karthala* 333–344.
- Milliman JD (1974) Precipitation and Cementation of Deep-Sea Carbonate Sediments. *Deep-Sea Sediments* 463–476.
- Miramontes E, Penven P, Fierens R, Droz L, Toucanne S, Jorry SJ, Jouet G, Pastor L, Silva Jacinto R, Gaillot A, *et al.* (2019) The influence of bottom currents on the Zambezi Valley morphology (Mozambique Channel, SW Indian Ocean): In situ current observations and hydrodynamic modelling. *Mar Geol* 410: 42–55.
- Moberg F, Folke C (1999) Ecological goods and services of coral reef ecosystems. *Ecol Econ* 29: 215–233.
- Monioudi IN, Karditsa A, Chatzipavlis A, Alexandrakis G, Andreadis OP, Velegrakis AF, Poulos SE, Ghionis G, Petrakis S, Sifnioti D (2016) Assessment of vulnerability of the eastern Cretan beaches (Greece) to sea level rise. *Reg Environ Change* 16: 1951–1962.
- Monismith SG (2007) Hydrodynamics of coral reefs. *Annu Rev Fluid Mech* 39: 37–55.
- Montaggioni LF (2005) History of Indo-Pacific coral reef systems since the last glaciation: Development patterns and controlling factors. *Earth-Sci Rev* 71: 1–75.

- Montaggioni LF, Martin-Garin B (2020) Quaternary development history of coral reefs from West Indian islands: a review. *Int J Earth Sci* 109: 911–930.
- Morando M (2007) Mayotte en 2007 : Recensement de la population. *INSEE Mayotte Infos*.
- Morgan KM, Perry CT, Smithers SG, Johnson JA, Gulliver P (2016) Transitions in coral reef accretion rates linked to intrinsic ecological shifts on turbid-zone nearshore reefs. *Geology* 44: 995–998.
- Morgan WJ (1972) Deep Mantle Convection Plumes and Plate Motions. *AAPG Bull* 56: 203–213.
- Morisseau S (2019) Suivi Morphodynamique et Cartographique Du Système Plage/Récif Corallien de N’gouja, Mayotte. p 89.
- Morrison TH, Hughes T, Adger WN, Brown K, Barnett J, Lemos MC (2019) Save reefs to rescue all ecosystems. *Nature* 573: 333–336.
- Morton RA, Leach MP, Paine JG, Cardoza MA (1993) Monitoring Beach Changes Using GPS Surveying Techniques on JSTOR. *J Coast Res* 702–720.
- Morton RA, Speed FM (1998) Evaluation of Shorelines and Legal Boundaries Controlled by Water Levels on Sandy Beaches on JSTOR. *J Coast Res* 1373–1384.
- Muhammed Naseef T, Sanil Kumar V (2020) Climatology and trends of the Indian Ocean surface waves based on 39-year long ERA5 reanalysis data. *Int J Climatol* 40: 979–1006.
- Mumby PJ, Green EP, Edwards AJ, Clark CD (1997) Coral reef habitat mapping: how much detail can remote sensing provide? *Mar Biol* 130: 193–202.
- Mumby PJ, Skirving W, Strong AE, Hardy JT, LeDrew EF, Hochberg EJ, Stumpf RP, David LT (2004) Remote sensing of coral reefs and their physical environment. *Mar Pollut Bull* 48: 219–228.
- Muscatine L, Porter JW (1977) Reef Corals: Mutualistic Symbioses Adapted to Nutrient-Poor Environments. *BioScience* 27: 454–460.

N

- Nadaoka K, Nihei Y, Kumano R, Yokobori T, Omija T, Wakaki K (2001) A field observation on hydrodynamic and thermal environments of a fringing reef at Ishigaki Island under typhoon and normal atmospheric conditions. *Coral Reefs* 20: 387–398.
- Nassar K, Mahmud WE, Fath H, Masria A, Nadaoka K, Negm A (2018) Shoreline change detection using DSAS technique: Case of North Sinai coast, Egypt. *Mar Georesources Geotechnol* 1–15.
- Nehlig P, Lacquement F, Bernard J, Audru J-C, Caroff M, Deparis J, Jaouen T, Pelleter A-A, Perrin J, Prognon C, *et al.* (2013) Notice Explicative de La Carte Géologique de Mayotte. p 74.
- Neumann A C, Macintyre I (1985) Reef response to sea level rise : Keep-up, Catch-up or Give-up. In: Proceedings of the Fifth International Coral Reef Congress, Tahiti.
- Ngoc TA, Letrung T, Hiramatsu K, Nguyen TQ (2013) The effect of simulated sea level on the sedimentation of the Tien River Estuaries, Lower Mekong River, Southern Vietnam. *Jpn Agric Res Q JARQ* 47: 405–415.

- Nguyen Hao Q, Takewaka S (2021) Shoreline changes along northern Ibaraki coast after the Great East Japan earthquake of 2011. *Remote Sens* 13. doi:10.3390/rs13071399
- Nicholls RJ, Cazenave A (2010) Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science* 328: 1517–1520.
- Nicholls RJ, Hanson S, Herweijer C, Patmore N, Hallegatte S, Corfee-Morlot J, Chateau J, Muir-Wood R (2008a) Ranking Port Cities with High Exposure and Vulnerability to Climate Extremes Exposure Estimates. J. Corfee-Morlot.
- Nicholls RJ, Hanson S, Herweijer C, Patmore N, Hallegatte S, Jan C-M, Chateau J, Muir-Wood R (2008b) Ranking of the World's Cities Most Exposed to Coastal Flooding Today and in the Future. p 10.
- Nicholls RJ, Wong PP, Burkett VR, Codignotto JO, Hay J, Mclean R, Ragoonaden S, Woodroffe C (2007) Coastal systems and low-lying areas. *Climate change 2007: Impacts, adaptation and vulnerability. Coast Syst Low-Lying Areas Clim Change 2007 Impacts Adapt Vulnerability*.
- Nicolet KJ, Hoogenboom MO, Gardiner NM, Pratchett MS, Willis BL (2013) The corallivorous invertebrate *Drupella* aids in transmission of brown band disease on the Great Barrier Reef. *Coral Reefs* 32: 585–595.
- Nimrod S, Franco C, Andrews C (2013) Nutrient and Sediment Inputs of the Beausejour River.
- NOAA (2023) Coral Reef Watch Satellite Monitoring and Modeled Outlooks. *F1000Research*. doi:10.12688/F1000RESEARCH.108724.4
- Norcross ZM, Fletcher CH, Merri M (2002) Annual and interannual changes on a reef-fringed pocket beach: Kailua Bay, Hawaii. *Mar Geol* 190: 553–580.
- Nortek (2018) Principles of Operation – Signature (No. N3015-025 1. release).
- Nott J, Hayne M (2001) High frequency of ‘super-cyclones’ along the Great Barrier Reef over the past 5,000 years. *Nature* 413: 508–512.
- Nougier J, Cantagrel JM, Karche JP (1986) The Comores archipelago in the western Indian Ocean: volcanology, geochronology and geodynamic setting. *J Afr Earth Sci* 5: 135–145.
- Nugues MM, Roberts ACM (2003) Coral mortality and interaction with algae in relation to sedimentation. *Coral Reefs* 22: 507–516.

O

- Ogston AS, Storlazzi CD, Field ME, Presto MK (2004) Sediment resuspension and transport patterns on a fringing reef flat, Molokai, Hawaii. *Coral Reefs* 23: 559–569.
- Ojeda E, Guillén J (2008) Shoreline dynamics and beach rotation of artificial embayed beaches. *Mar Geol* 253: 51–62.
- Olofsson P, Foody GM, Stehman SV, Woodcock CE (2013) Making better use of accuracy data in land change studies: Estimating accuracy and area and quantifying uncertainty using stratified estimation. *Remote Sens Environ* 129: 122–131.

- Ongley E (1996) Sediment measurements. In: Bartram J, Ballance R, eds. *Water Quality Monitoring - a Practical Guide to the Design and Implementation of Freshwater Quality Studies and Monitoring Programmes*.
- Organisation météorologique mondiale (2023) Info-Niño/Niña. <https://public.wmo.int/fr/info-ni%C3%B1oni%C3%B1a> (last accessed 9 May 2023).
- OSPAR (2015) Climat océanique: Conditions prédominantes et changement climatique - OSPAR-OAP (Prod). <https://oap.ospar.org/fr/evaluations-ospar/evaluation-intermediaire-2017/climat-et-acidification-des-oceans/climat-oceanique-conditions-predominantes-et-changement-climatique/> (last accessed 9 May 2023).
- Otto FE, Zachariah M, Wolski P, Pinto I, Nhamtumbo B, Bonnet R, Vautard R, Philip S, Kew S, Luu LN (2022) Climate change increased rainfall associated with tropical cyclones hitting highly vulnerable communities in Madagascar, Mozambique & Malawi. *Mozamb Malawi* 41.
- Ouillon S, Douillet P, Lefebvre J-P, Le Gendre R, Jouon A, Bonneton P, Fernandez J-M, Chevillon C, Magand O, Lefèvre J (2010) Circulation and suspended sediment transport in a coral reef lagoon: The south-west lagoon of New Caledonia. *Mar Pollut Bull* 61: 269–296.
- Oyedotun T (2014) Shoreline geometry: DSAS as a Tool for Historical Trend Analysis. *Geomorphol Tech* 3: 1–12.

P

- Pais-Barbosa J, Veloso-Gomes F, Taveira-Pinto F (2009) Portuguese Northwest Beach Classification Using Aerial Photographs and GIS Tools. *J Coast Res* 56: 1552–1556.
- Pandolfi J, Bradbury R, Sala E, Hughes T, Bjorndal K, Cooke R, McArdle D, McClenachan L, Newman M, Paredes G, *et al.* (2003) Global trajectories of the long-term decline of coral reef ecosystem. *Sciences* 301: 955–958.
- Paphitis D, Collins MB, Nash LA, Wallbridge S (2002) Settling velocities and entrainment thresholds of biogenic sands (shell fragments) under unidirectional flow. *Sedimentology* 49: 211–225.
- Parnell KE (1988) Physical process studies in the Great Barrier Reef Marine Park. *Prog Phys Geogr* 12: 209–236.
- Parsons T (2021) The Weight of Cities: Urbanization Effects on Earth’s Subsurface. *AGU Adv* 2. doi:10.1029/2020AV000277
- Passeri DL, Hagen SC, Medeiros SC, Bilskie MV, Alizad K, Wang D (2015) The dynamic effects of sea level rise on low-gradient coastal landscapes: A review. *Earths Future* 3: 159–181.
- Patrut A, T. Patrut R, Rakosy L, Von Reden KF (2020) Age and architecture of the largest African Baobabs from Mayotte, France. *DRC Sustain Future J Environ Agric Energy* 1: 33–47.
- Pattieu S (2009) Johan Vincent, L’intrusion balnéaire. Les populations littorales bretonnes et vendéennes face au tourisme (1800-1945). *Rev D’histoire Mod Contemp* 56: 234–234.

- Pearson SG, Storlazzi CD, van Dongeren AR, Tissier MFS, Reniers AJHM (2017) A Bayesian-Based System to Assess Wave-Driven Flooding Hazards on Coral Reef-Lined Coasts. *J Geophys Res Oceans* 122: 10099–10117.
- Pennober G, Borius A (2010) Détection à très haute résolution spatiale du blanchissement corallien sur les récifs de l'Île de La Réunion. *Geography*.
- Péquignet AC, Becker JM, Merrifield MA, Boc SJ (2011) The dissipation of wind wave energy across a fringing reef at Ipan, Guam. *Coral Reefs* 30: 71–82.
- Perry CT, Morgan KM (2017) Bleaching drives collapse in reef carbonate budgets and reef growth potential on southern Maldives reefs. *Sci Rep* 2017 7: 1–9.
- Perry CT, Murphy GN, Kench PS, Smithers SG, Edinger EN, Steneck RS, Mumby PJ (2013) Caribbean-wide decline in carbonate production threatens coral reef growth. *Nat Commun* 2013 4: 1–7.
- Perry CT, Spencer T, Kench PS (2008) Carbonate budgets and reef production states: A geomorphic perspective on the ecological phase-shift concept. *Coral Reefs* 27: 853–866.
- Pet Soede L, Erdmann M (1998) An overview and comparison of destructive fishing practices in Indonesia. *SPC Live Reef Fish Inf Bull* 28–35.
- Petitjean L (2016) Etude Des Plages Sableuses : Relations Entre Les Vagues, Le Niveau d'eau, La Nappe et La Morphologie.
- Phethean JJJ, Kalnins LM, van Hunen J, Biffi PG, Davies RJ, McCaffrey KJW (2016) Madagascar's escape from Africa: A high-resolution plate reconstruction for the Western Somali Basin and implications for supercontinent dispersal. *Geochem Geophys Geosystems* 17: 5036–5055.
- Picard MD (1967) Paleocurrents and Shoreline Orientations in Green River Formation (Eocene), Raven Ridge and Red Wash Areas, Northeastern Uinta Basin: REPLY. *AAPG Bull* 51: 2471–2475.
- Pietro LS, O'Neal MA, Puleo JA (2008) Developing Terrestrial-LIDAR-Based Digital Elevation Models for Monitoring Beach Nourishment Performance. *J Coast Res* 24: 1555–1564.
- Plomaritis TA, Paphitis D, Collins M (2008) The use of grain size trend analysis in macrotidal areas with breakwaters: Implications of settling velocity and spatial sampling density. *Mar Geol* 253: 132–148.
- Poizot E (2013) GiSedTrend : A QGIS Plugin for Grain Size Trend Analysis.
- Poizot E, Mear Y, Thomas M, Garnaud S (2006) The application of geostatistics in defining the characteristic distance for grain size trend analysis. *Comput Geosci* 32: 360–370.
- Pontee N (2013) Defining coastal squeeze: A discussion. *Ocean Coast Manag* 84: 204–207.
- Pous S, Lazure P, Andr el, Dumas F, Halo I, Penven P (2014) Circulation around La Réunion and Mauritius islands in the south-western Indian Ocean: A modeling perspective. *J Geophys Res Oceans* 119: 1957–1976.
- Pratchett MS, Schenk TJ, Baine M, Syms C, Baird AH (2009) Selective coral mortality associated with outbreaks of *Acanthaster planci* L. in Bootless Bay, Papua New Guinea. *Mar Environ Res* 67: 230–236.

- Presto MK, Ogston AS, Storlazzi CD, Field ME (2006) Temporal and spatial variability in the flow and dispersal of suspended-sediment on a fringing reef flat, Molokai, Hawaii. *Estuar Coast Shelf Sci* 67: 67–81.
- Prog S, Mark DM (1984) Fractal dimension of a coral reef at ecological scales: a discussion. *Mar Ecol Prog Ser* 14: 293–294.
- Purkis SJ (2017) Remote Sensing Tropical Coral Reefs: The View from Above. doi:10.1146/annurev-marine-121916

Q

- Quartly GD, Buck JJH, Srokosz MA, Coward AC (2006) Eddies around Madagascar — The retroreflection re-considered. *J Mar Syst* 63: 115–129.
- Quataert E, Storlazzi C, Van Rooijen A, Cheriton O, Van Dongeren A (2015) The influence of coral reefs and climate change on wave-driven flooding of tropical coastlines. *Geophys Res Lett* 42: 6407–6415.
- Quattrini AM, Rodríguez E, Faircloth BC, Cowman PF, Brugler MR, Farfan GA, Hellberg ME, Kitahara MV, Morrison CL, Paz-García DA, *et al.* (2020) Palaeoclimate ocean conditions shaped the evolution of corals and their skeletons through deep time. *Nat Ecol Evol* 4: 1531–1538.

R

- Ranasinghe R (2016) Assessing climate change impacts on open sandy coasts: A review. *Earth-Sci Rev* 160: 320–332.
- Ranasinghe R, McLoughlin R, Short A, Symonds G (2004) The Southern Oscillation Index, wave climate, and beach rotation. *Mar Geol* 204: 273–287.
- Rankey EC, Garza-Pérez JR (2012) Seascape Metrics of Shelf-Margin Reefs and Reef Sand Aprons of Holocene Carbonate Platforms. *J Sediment Res* 82: 53–71.
- Reaka-Kudla ML, Wilson DE, Wilson EO (1997) Biodiversity II: Understanding and Protecting Our Biological Resources. Joseph Henry Press.
- Reguero BG, Secaira F, Toimil A, Escudero M, Díaz-Simal P, Beck MW, Silva R, Storlazzi C, Losada IJ (2019) The risk reduction benefits of the mesoamerican reef in Mexico. *Front Earth Sci* 125.
- Reid WV, Mooney HA, Cropper A, Capistrano D, Carpenter SR, Chopra K, Dasgupta P, Dietz T, Duraiappah AK, Hassan R, *et al.* (2005) Ecosystems and human well-being - Synthesis: A Report of the Millennium Ecosystem Assessment.
- REVOSIMA (2023) Bulletin de l'activité Sismo-Volcanique à Mayotte. Institut de physique du globe de Paris Réseau de surveillance volcanologique et sismologique de Mayotte, pp 1–32.
- Richmond RH (1993) Coral Reefs: Present Problems and Future Concerns Resulting from Anthropogenic Disturbance'. pp 524–536.

- Riegl B, Piller W (2000) Biostromal coral facies - a miocene example from the Leitha limestone (austria) and its actualistic interpretation. *Palaios* 15: 399–413.
- Rios F, Ulla R, Correa I (2003) Determination of Net Sediment Transport Patterns in Lirquén Harbor, Chile, Through Grain-size Trend Analysis: A Test Of Methods. *Pesqui Em Geociências* 30: 65–81.
- Risandi J, Hansen JE, Lowe RJ, Rijnsdorp DP (2020) Shoreline Variability at a Reef-Fringed Pocket Beach. *Front Mar Sci* 7. doi:10.3389/fmars.2020.00445
- Ritson-Williams R, Gates RD (2020) Coral community resilience to successive years of bleaching in Kāneʻohe Bay, Hawai‘i. *Coral Reefs* 39: 757–769.
- Rivera-Posada J, Prattchet M (2012) A Review of Existing Control Efforts for A. Planci; Limitations to Successes. Report to the Department of Sustainability, Environment, Water, Population & Communities, NERP, Tropical Environmental Hub: Townsville, Australia.
- Roberts H, Barry TF (2004) Physical Processes as Agents of Sediment Transport in Carbonate Systems: Examples from St. Croix, USVI. *Terrestrial and Marine Geology of St. Croix, US Virgin Islands*, WIL Special Publication. pp 95–103.
- Roberts HH (1980) Physical processes and sediment flux through reef-lagoon systems. *Coast Eng* 946–962.
- Roelvink D, McCall R, Mehvar S, Nederhoff K, Dastgheib A (2018) Improving predictions of swash dynamics in XBeach: The role of groupiness and incident-band runup. *Coast Eng* 134: 103–123.
- Roelvink D, Reniers A, van Dongeren A, van Thiel de Vries J, McCall R, Lescinski J (2009) Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coast Eng* 56: 1133–1152.
- Roelvink D, Reniers AJHM, Van Dongeren A, Van Thiel de Vries J, Lescinski J, McCall R (2010) XBeach Model Description and Manual. Unesco-IHE Institute for Water Education, Deltares and Delft University of Technology.
- Romine BM, Fletcher CH, Frazer LN, Anderson TR (2016) Beach erosion under rising sea-level modulated by coastal geomorphology and sediment availability on carbonate reef-fringed Island coasts. *Sedimentology* 63: 1321–1332.
- Rovere A, Stocchi P, Vacchi M (2016) Eustatic and relative sea level changes. *Curr Clim Change Rep* 2: 221–231.
- Roxy M, Ritika K, Terray P, Masson S (2014) The curious case of Indian Ocean warming. *J Clim* 27: 8501–8509.
- Ruiz de Alegria-Arzaburu A, Masselink G (2010) Storm response and beach rotation on a gravel beach, Slapton Sands, U.K. *Mar Geol* 278: 77–99.

S

- Saad R, Kallas A, Gérard JA, Gérard P (2022) Importance of Beach Evaluation for Integrated Coastal Zone Management A Case Study of Tyre Southern Lebanon. *Bull Soc R Sci Liege* 1: 59–83.
- Saji N, Yamagata T (2003) Possible impacts of Indian Ocean dipole mode events on global climate. *Clim Res* 25: 151–169.
- Sale PF, Agardy T, Ainsworth CH, Feist BE, Bell JD, Christie P, Hoegh-Guldberg O, Mumby PJ, Feary DA, Saunders MI, *et al.* (2014) Transforming management of tropical coastal seas to cope with challenges of the 21st century. *Mar Pollut Bull* 85: 8–23.
- Salles TB, Griffiths CM, Dyt CP, Li F (2011) Australian shelf sediment transport responses to climate change-driven ocean perturbations. *Mar Geol* 282: 268–274.
- Sam SQ, Kikuzawa YP, Taira D, Ng CSL, Toh TC, Chou LM (2016) First observation of *Drupella rugosa* egg capsules on scleractinian coral *Pocillopora damicornis*. *Bull Mar Sci* 92: 353–354.
- Samosorn B, Woodroffe C (2008) Nearshore wave environments around a sandy cay on a platform reef, Torres Strait, Australia. *Cont Shelf Res* 28: 2257–2274.
- Satirapod C, Trisirisatayawong I, Fleitout L, Garaud JD, Simons WJF (2013) Vertical motions in Thailand after the 2004 Sumatra–Andaman Earthquake from GPS observations and its geophysical modelling. *Adv Space Res* 51: 1565–1571.
- Saunders MI, Albert S, Roelfsema CM, Leon JX, Woodroffe CD, Phinn SR, Mumby PJ (2016) Tectonic subsidence provides insight into possible coral reef futures under rapid sea-level rise. *Coral Reefs* 35: 155–167.
- Saunders MI, Leon J, Phinn SR, Callaghan DP, O’Brien KR, Roelfsema CM, Lovelock CE, Lyons MB, Mumby PJ (2013) Coastal retreat and improved water quality mitigate losses of seagrass from sea level rise. *Glob Change Biol* 19: 2569–2583.
- Saye SE, van der Wal D, Pye K, Blott SJ (2005) Beach–dune morphological relationships and erosion/accretion: An investigation at five sites in England and Wales using LIDAR data. *Geomorphology* 72: 128–155.
- Schott FA, McCreary JP (2001) The Monsoon Circulation of the Indian Ocean. *Progress in Oceanography*. pp 1–123.
- Schouten MW, De Ruijter WPM, Van Leeuwen PJ, Ridderinkhof H (2003) Eddies and variability in the Mozambique Channel. *Deep-Sea Res Part II Top Stud Oceanogr* 50: 1987–2003.
- Scopélitis J, Andréfouët S, Phinn S, Done T, Chabanet P (2011) Coral colonisation of a shallow reef flat in response to rising sea level: Quantification from 35 years of remote sensing data at Heron Island, Australia. *Coral Reefs* 30: 951–965.
- Scott CM, Mehrotra R, Hein MY, Moerland MS, Hoeksema BW (2017) Population dynamics of corallivores (*Drupella* and *Acanthaster*) on coral reefs of Koh Tao, a diving destination in the Gulf of Thailand. *Raffles Bull Zool* 65: 68–79.

- Scrutton L RA, Heptonstall WB, Peacock JH (1981) Constraints on the motion of madagascar with respect to Africa. *Mar Geol* 43: 1–20.
- Sebens KP, Grace SP, Helmuth B, Maney Jr EJ, Miles JS (1998) Water flow and prey capture by three scleractinian corals, *Madracis mirabilis*, *Montastrea cavernosa* and *Porites porites*, in a field enclosure. *Mar Biol* 131: 347–360.
- Seguin S, Granjon Muriel, Thibault Pierre (2023) À Mayotte, un recensement adapté à une population aux évolutions hors normesLe blog de l’Insee. *Insee*. <https://blog.insee.fr/mayotte-recensement-adapte-a-population-hors-norme/> (last accessed 9 March 2023).
- Selig ER, Casey KS, Bruno JF (2010) New insights into global patterns of ocean temperature anomalies: Implications for coral reef health and management. *Glob Ecol Biogeogr* 19: 397–411.
- Serafini TZ, Gilles Lopez G, Luís P, Da Rocha B (2009) Nest site selection and hatching success of hawksbill and loggerhead sea turtles (Testudines, Cheloniidae) at Arembepe Beach, northeastern Brazil. *Phyllomedusa J Herpetol* 8: 03–17.
- Shaish L, Levy G, Katzir G, Rinkevich B (2010) Coral Reef Restoration (Bolinao, Philippines) in the Face of Frequent Natural Catastrophes. doi:10.1111/j.1526-100X.2009.00647.x
- Sheppard C, Dixon DJ, Gourlay M, Sheppard A, Payet R (2005) Coral mortality increases wave energy reaching shores protected by reef flats: Examples from the Seychelles. *Estuar Coast Shelf Sci* 64: 223–234.
- Shiomi K, Midorikawa S, Ishida M, Nagashima Y, Nagai H (2004) Plancitoxins, lethal factors from the crown-of-thorns starfish *Acanthaster planci*, are deoxyribonucleases II. *Toxicon* 44: 499–506.
- Shiomi K, Yamamoto S, Yamanaka H, Kikuchi T (1988) Purification and characterization of a lethal factor in venom from the crown-of-thorns starfish (*Acanthaster planci*). *Toxicon* 26: 1077–1083.
- Shirzaei M, Freymueller J, Törnqvist TE, Galloway DL, Dura T, Minderhoud PSJ (2021) Measuring, modelling and projecting coastal land subsidence. *Nat Rev Earth Environ* 2: 40–58.
- SHOM (2020) Références Altimétriques Maritimes.
- Short AD (1985) Rip-current type, spacing and persistence, Narrabeen Beach, Australia. *Mar Geol* 65: 47–71.
- Short AD (2010) Role of geological inheritance in Australian beach morphodynamics. *Coast Eng* 57: 92–97.
- Short AD, Masselink G (1999) Embayed and structurally controlled beaches. *Handb Beach Shoreface Morphodynamics* 1: 230–249.
- Short AD, Woodroffe CD (2009) The coast of Australia. In: Cambridge University Press.
- Shrestha RL, Carter WE, Sartori M, Luzum BJ, Slatton KC (2005) Airborne Laser Swath Mapping: Quantifying changes in sandy beaches over time scales of weeks to years. *ISPRS J Photogramm Remote Sens* 59: 222–232.
- Siegle E, Costa M (2017) Nearshore Wave Power Increase on Reef-Shaped Coasts Due to Sea-Level Rise. *Earth’s Future* 5: 1054–1065.

- Silva R, Martínez ML, van Tussenbroek BI, Guzmán-Rodríguez LO, Mendoza E, López-Portillo J (2020) A framework to manage coastal squeeze. *Sustainability* 12: 10610.
- Silveira TM, Mafalda Carapuço A, Sousa H, Taborda R, Psuty NP, Andrade C, da Conceição Freitas M (2013) Optimizing beach topographical field surveys: matching the effort with the objectives. *J Coast Res* 65: 588–593.
- Silverman J, Lazar B, Cao L, Caldeira K, Erez J (2009) Coral reefs may start dissolving when atmospheric CO₂ doubles. *Geophys Res Lett* 36. doi:10.1029/2008GL036282
- Simeone S, Palombo L, Molinaroli E, Brambilla W, Conforti A, De Falco G (2021) Shoreline response to wave forcing and sea level rise along a geomorphological complex coastline (western Sardinia, Mediterranean Sea). *Appl Sci* 11: 4009.
- Sippo JZ, Lovelock CE, Santos IR, Sanders CJ, Maher DT (2018) Mangrove mortality in a changing climate: An overview. *Estuar Coast Shelf Sci* 215: 241–249.
- Sous D, Tissier M, Rey V, Touboul J, Bouchette F, Devenon J-L, Aucan J (2019) Wave transformation over a barrier reef. *Cont Shelf Res* 184: 66–80.
- Souter DW, Linden O (2000) The health and future of coral reef systems. *Ocean Coast Manag* 43: 657–688.
- Spalding M, Burke L, Wood SA, Ashpole J, Hutchison J, zu Ermgassen P (2017) Mapping the global value and distribution of coral reef tourism. *Mar Policy* 82: 104–113.
- Spalding VL, Jackson NL (2001) Field Investigation of the Influence of Bulkheads on Meiofaunal Abundance in the Foreshore of an Estuarine Sand Beach. *J Coast Res* 17: 363–370.
- Spiering D, Kibler K, Kitsikoudis V, Donnelly M, Walters L (2021) Detecting hydrodynamic changes after living shoreline restoration and through an extreme event using a Before-After-Control-Impact experiment. *Ecol Eng* 169.
- Stammer D, Cazenave A, Ponte RM, Tamisiea ME (2013) Causes for contemporary regional sea level changes. *Annu Rev Mar Sci* 5: 21–46.
- Stolarski J, Meibom A, Przeniosto R, Mazur M (2007) A Cretaceous Scleractinian Coral with a Calcitic Skeleton. *Sciences* 318: 92–94.
- Storlazzi CD, Elias E, Field ME, Presto MK (2011) Numerical modeling of the impact of sea-level rise on fringing coral reef hydrodynamics and sediment transport. *Coral Reefs* 30: 83–96.
- Storlazzi CD, Elias EP, Berkowitz P (2015) Many atolls may be uninhabitable within decades due to climate change. *Sci Rep* 5: 14546.
- Storlazzi CD, Jaffe BE (2008) The relative contribution of processes driving variability in flow, shear, and turbidity over a fringing coral reef: West Maui, Hawaii. *Estuar Coast Shelf Sci* 77: 549–564.
- Storlazzi CD, Ogston AS, Bothner MH, Field ME, Presto MK (2004) Wave and tidally-driven flow and sediment flux across a fringing coral reef: Southern Molokai, Hawaii. *Cont Shelf Res* 24: 1397–1419.

- Suanez S, Cariolet JM, Cancouët R, Ardhuin F, Delacourt C (2012) Dune recovery after storm erosion on a high-energy beach: Vougot Beach, Brittany (France). *Geomorphology* 139–140: 16–33.
- Summers H, Donner SD (2018) Topographic Features of Coral Reefs in Kiribati: Addressing Possible Trade-Offs Between Reef Resilience to Disturbance and Shoreline Protection. In: AGU Fall Meeting Abstracts. pp OS11E-1447.
- Susantoro TM, Wikantika K, Yayusman LF, Tan A, Ghozali F (2019) Monitoring of mangrove growth and coastal changes on the north coast of brebes, central java, using landsat data. *Int J Remote Sens Earth Sci* 16: 197–214.
- Sutherland J, Peet AH, Soulsby RL (2004) Evaluating the performance of morphological models. *Coast Eng* 51: 917–939.
- Symonds G, Black KP, Young IR (1995) Wave-driven flow over shallow reefs. *J Geophys Res* 100.
- Tartinville B, Rancher J (2000) Wave-Induced Flow over Mururoa Atoll Reef. *J Coast Res* 16: 776–781.

T

- Teh LSL, Teh LCL, Sumaila UR (2013) A Global Estimate of the Number of Coral Reef Fishers. *PLoS ONE* 8. doi:10.1371/JOURNAL.PONE.0065397
- Ternon JF, Bach P, Barlow R, Huggett J, Jaquemet S, Marsac F, Ménard F, Penven P, Potier M, Roberts MJ (2014) The Mozambique Channel: From physics to upper trophic levels. *Deep Sea Res Part II Top Stud Oceanogr* 100: 1–9.
- Tessier B, Poirier C, Weill P, Dezileau L, Rieux A, Mouazé D, Fournier J, Bonnot-Courtois C (2019) Coastal Evolution under Climate Change along the Tropical Overseas and Temperate Metropolitan France. *J Coast Res* 77–88.
- Theuerkauf EJ, Rodriguez AB (2012) Impacts of Transect Location and Variations in Along-Beach Morphology on Measuring Volume Change. *J Coast Res* 28: 707–718.
- Thinh NA, Hens L (2017) A Digital Shoreline Analysis System (DSAS) applied on mangrove shoreline changes along the Giao Thuy coastal area (Nam Dinh, Vietnam) during 2005-2014. *Vietnam J Earth Sci* 39: 87–96.
- Thomassin B, Arnoux A, Coudray J, Froget C, Gout B, Kouyoumontzakis G, Masse JP, Reyre Y, Vacelet E (1989) La sédimentation actuelle dans le lagon de Mayotte (île volcanique à récif-barrière, SW océan Indien) et son évolution récente en liaison avec les apports terrigènes. *Bull Soc Géol Fr* 8: 1235–1251.
- Thornton S, Richardson J (2023) Coral Reefs. *Natl Geogr*.
- Toth LT, Storlazzi CD, Kuffner IB, Quataert E, Reyns J, McCall R, Stathakopoulos A, Hillis-Starr Z, Holloway NH, Ewen KA, *et al.* (2023) The potential for coral reef restoration to mitigate coastal flooding as sea levels rise. *Nat Commun* 14. doi:10.1038/s41467-023-37858-2

- Traganos D, Poursanidis D, Aggarwal B, Chrysoulakis N, Reinartz P (2018) Estimating satellite-derived bathymetry (SDB) with the google earth engine and sentinel-2. *Remote Sens* 10: 859.
- Tresguerres M, Barott KL, Barron ME, Deheyn DD, Kline DI, Linsmayer LB (2017) Cell Biology of Reef-Building Corals: Ion Transport, Acid/Base Regulation, and Energy Metabolism. In: Acid-Base Balance and Nitrogen Excretion in Invertebrates. Springer International Publishing, pp 193–218.
- Tribollet AD, Schils T, Vroom PS (2010) Spatio-temporal variability in macroalgal assemblages of American Samoa. *Phycologia* 49: 574–591.
- Troade R L'univers corallien. <http://vieocean.free.fr/paf/pafcadre.html>.
- Turki I, Medina R, Gonzalez M, Coco G (2013) Natural variability of shoreline position: Observations at three pocket beaches. *Mar Geol* 338: 76–89.
- Tzevahirtzian A, Zaragosi S, Bachèlery P, Biscara L, Marchès E (2020) Submarine Morphology of the Comoros Volcanic Archipelago.

U

- Upton BGJ (1982) Oceanic islands. In: The Ocean Basins and Margins.

V

- Valiente NG, Masselink G, Scott T, Conley D, McCarroll RJ (2019) Role of waves and tides on depth of closure and potential for headland bypassing. *Mar Geol* 407: 60–75.
- Van Dongeren A, Lowe R, Pomeroy A, Trang DM, Roelvink D, Symonds G, Ranasinghe R (2013) Numerical modeling of low-frequency wave dynamics over a fringing coral reef. *Coast Eng* 73: 178–190.
- Van Woesik R, Golbuu Y, Roff G (2015) Keep up or drown: adjustment of western Pacific coral reefs to sea-level rise in the 21st century. *R Soc Open Sci* 2: 150–181.
- Van Woesik R, Sakai K, Ganase A, Loya Y (2011) Revisiting the winners and the losers a decade after coral bleaching. *Mar Ecol Prog Ser* 434: 67–76.
- van Woesik R, Shlesinger T, Grotto AG, Toonen RJ, Vega Thurber R, Warner ME, Marie Hulver A, Chapron L, McLachlan RH, Albright R, *et al.* (2022) Coral-bleaching responses to climate change across biological scales. *Glob Change Biol* 28: 4229–4250.
- Veron JEN (2000) Corals of the World. Australian Institute of Marine Science.
- Veron JEN, Hoegh-Guldberg O, Lenton TM, Lough JM, Obura DO, Pearce-Kelly P, Sheppard CRC, Spalding M, Stafford-Smith MG, Rogers AD (2009) The coral reef crisis: The critical importance of <350 ppm CO₂. *Mar Pollut Bull* 58: 1428–1436.

- Veron JEN, Stafford-Smith MG, Turak E, DeVantier LM (2023) Corals of the World : Evolutionary history. <http://www.coralsoftheworld.org/page/citation-guide/> (last accessed 23 April 2023).
- Vertino A, Stolarski J, Bosellini FR, Taviani M (2014) The Mediterranean Sea: Its history and present challenges. *Mediterr Sea Its Hist Present Chall* 257–274.
- Vila-Concejo A, Harris DL, Power HE, Shannon AM, Webster JM (2013) Sediment transport and mixing depth on a coral reef sand apron. *Geomorphology* 222: 143–150.
- Villate Daza DA, Sánchez Moreno H, Portz L, Portantiolo Manzolli R, Bolívar-Anillo HJ, Anfuso G (2020) Mangrove forests evolution and threats in the Caribbean Sea of Colombia. *Water* 12: 1113.
- Vinayachandran P, Francis P, Rao S (2009) Indian Ocean dipole: processes and impacts. *Curr Trends Sci* 46: 569–589.
- Vittecoq B, Deparis J, Violette S, Jaouën T, Lacquement F (2014) Influence of successive phases of volcanic construction and erosion on Mayotte’s Island’s hydrogeological functioning as determined from a helicopter-borne resistivity survey correlated with borehole geological and permeability data. *J Hydrol* 509: 519–538.
- Vousdoukas M, Velegrakis AF, Plomaritis T (2007) Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth-Sci Rev* 85: 23–46.
- Vousdoukas MI, Almeida LP, Ferreira Ó (2011) Modelling storm-induced beach morphological change in a meso-tidal, reflective beach using XBeach. *J Coast Res* 1916–1920.
- Vu MT, Lacroix Y, Nguyen VT (2018) Investigating the effects of sea-level rise on morphodynamics in the western Giens tombolo, France. In: IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. IOP Publishing, p 012027.

W

- Wahiduzzaman M, Oliver ECJ, Wotherspoon SJ, Luo JJ (2020) Seasonal forecasting of tropical cyclones in the North Indian Ocean region: the role of El Niño-Southern Oscillation. *Clim Dyn* 54: 1571–1589.
- Wallwork JT, Pu JH, Kundu S, Hanmaiahgari PR, Pandey M, Satyanaga A, Khan MA, Wood A (2022) Review of Suspended Sediment Transport Mathematical Modelling Studies. *Fluids* 7: 23.
- Walsh KJE, McInnes KL, McBride JL (2012) Climate change impacts on tropical cyclones and extreme sea levels in the South Pacific - A regional assessment. *Glob Planet Change* 80–81: 149–164.
- Wang X, Wu Y, Cui J, Zhu C-Q, Wang X-Z (2020) Shape characteristics of coral sand from the South China Sea. *J Mar Sci Eng* 8: 803.
- Warrick JA, George DA, Gelfenbaum G, Ruggiero P, Kaminsky GM, Beirne M (2009) Beach morphology and change along the mixed grain-size delta of the dammed Elwha River, Washington. doi:10.1016/j.geomorph.2009.04.012

- Waycott M, Duarte CM, Carruthers TJ, Orth RJ, Dennison WC, Olyarnik S, Calladine A, Fourqurean JW, Heck Jr KL, Hughes AR (2009) Accelerating loss of seagrasses across the globe threatens coastal ecosystems. *Proc Natl Acad Sci* 106: 12377–12381.
- Weber JN, White EW (1974) Activation Energy for Skeletal Aragonite Deposited by the Hermatypic Coral *Platygyra* spp. *Mar Biol* 26: 353–359.
- Weber M, Lott C, Fabricius KE (2006) Sedimentation stress in a scleractinian coral exposed to terrestrial and marine sediments with contrasting physical, organic and geochemical properties. *J Exp Mar Biol Ecol* 336: 18–32.
- White J (1990) The use of sediment traps in high-energy environments. *Mar Geophys Res* 1990 121 12: 145–152.
- Wicaksono P, Lazuardi W (2019) Random Forest Classification Scenarios for Benthic Habitat Mapping using PlanetScope Image. *Int Geosci Remote Sens Symp IGARSS* 8245–8248.
- Wickel J, Sabin E, Thomassin B-A, Pichon M, Pinault M, Jamon A, Nicet J-B, Quod J-P (2013) Etat de Santé Des Récifs Frangeants de La Grande Terre et Des Îlots Du Lagon de Mayotte. Situation En 2012 et Analyse de l'évolution Spatiale et Temporelle Depuis 1989. PARETO/GIS LagMay, pp 1–60.
- Widmer H (2017) C'est quoi un corail (dur ou mou). <https://mrrecifcaptif.fr/cest-quoi-un-corail/> (last accessed 30 January 2023).
- Wilkinson CR, Souter D (2008) Status of Caribbean Coral Reefs after Bleaching and Hurricanes in 2005.
- Willis KA, Serra-Gonçalves C, Richardson K, Schuyler QA, Pedersen H, Anderson K, Stark J, Vince J, Hardesty B, Wilcox C, et al. (2021) Cleaner seas: reducing marine pollution. *Rev Fish Biol Fish* 32: 145–160.
- Wolstencroft M, Shen Z, Törnqvist TE, Milne GA, Kulp M (2014) Understanding subsidence in the Mississippi Delta region due to sediment, ice, and ocean loading: Insights from geophysical modeling. *J Geophys Res Solid Earth* 119: 3838–3856.
- Woodroffe C, Kennedy DM, Sherker S, Brighton B, Weir A, Woodroffe CD (2013) Rocky coast hazards and public safety: Moving beyond the beach in coastal risk management. doi:10.1016/j.ocecoaman.2013.06.001
- Woodroffe CD (2002) Coasts : form, process, and evolution 623.
- Woodroffe CD, Webster JM (2014) Coral reefs and sea-level change. *Mar Geol* 352: 248–267.
- Wright LD, Thom BG (1977) Coastal depositional landforms: A morphodynamic approach. *Prog Phys Geogr* 1: 412–459.
- Wu AL, Wei M, D'Hondt S (2022) Geophysical Research Letters. *Geophys Res Lett* 49. doi:10.1029/2022GL098477

X

Xu J, Zhao D (2014) Review of coral reef ecosystem remote sensing. *Acta Ecol Sin* 34: 19–25.

Y

Yamano H, Kayanne H, Yonekura N, Nakamura H, Kudo K (1998) Water circulation in a fringing reef located in a monsoon area: Kabira Reef, Ishigaki Island, Southwest Japan. *Coral Reefs* 1998 171 17: 89–99.

Yates ML, Le Cozannet G, Garcin M, Salaï E, Walker P (2013) Multidecadal atoll shoreline change on manihî and manuae, French Polynesia. *J Coast Res* 29: 870–882.

Ye D, Liao M, Nan A, Wang E, Zhou G (2016) Research on reef bathymetric survey of UAV stereopair based on two-medium photogrammetry. *Int Arch Photogramm Remote Sens Spat Inf Sci* 41: 407–412.

Young IR (1989) Wave transformation over coral reefs. *J Geophys Res* 94: 9779.

Z

Zhang Z, Li G (2023) Multi-decadal enhancement in the influence of El Niño on the Indian Ocean dipole mode. *Clim Dyn* 1–17.

Zhao J-X, Neil D, Feng Y-X, Yu K-F, Pandolfi JM (2009) High-precision U-series dating of very young cyclone-transported coral reef blocks from Heron and Wistari reefs, southern Great Barrier Reef, Australia. *Quat Int* 195: 122–127.

Zinke J, Reijmer JJG, Taviani M, Dullo WC, Thomassin B (2005) Facies and faunal assemblage changes in response to the Holocene transgression in the Lagoon of Mayotte (Comoro Archipelago, SW Indian Ocean). *Facies* 50: 391–408.

Zinke J, Reijmer JJG, Thomassin BA (2003) Systems tracts sedimentology in the lagoon of Mayotte associated with the Holocene transgression. *Sediment Geol* 160: 57–79.

Zinke JC, Zoback MD (2000) Structure-related and stress-induced shear-wave velocity anisotropy: observations from Microearthquakes near the calaveras fault in central caliornia. *Bull Seismol Soc Am* 90: 1305–1312.

Table des matières

Remerciements	i
Sommaire	iii
Introduction Générale	1
CHAPITRE I. Environnement récifal et conditions de mise en place des plages de poche	7
Introduction	8
I.1 Récifs coralliens et conditions de mise en place	9
I.1.1 Généralités sur les récifs coralliens	9
I.1.1.1 La notion de corail constructeur de récif	9
I.1.1.2 La formation des récifs coralliens	11
I.1.2 Histoire biogéomorphologique des récifs coralliens	12
I.1.2.1 L'histoire géologique de coraux constructeurs de récifs	12
I.1.2.2 L'évolution des récifs modernes	14
I.1.3 Causes des variations du niveau de la mer de l'Holocène à aujourd'hui	16
I.1.3.1 Les causes des variations globales du niveau de la mer	16
I.1.3.2 Les causes des variations régionales et locales du niveau de la mer	17
I.1.3.3 Influences régionales des variations de température et de salinité	18
I.1.3.4 Influences régionales des effets liés à la réponse élastique de la Terre	18
I.1.3.5 Influences locales des conditions météo-marines	19
I.1.4 Principales menaces pesant sur les récifs coralliens durant l'Anthropocène	20
I.1.4.1 Les menaces s'exerçant sur les récifs coralliens à l'échelle globale	21
I.1.4.1.1 Hausse de la température	21
I.1.4.1.2 Impact de l'augmentation de la concentration en CO ₂	22
I.1.4.2 Les menaces sur les récifs coralliens à l'échelle locale	23
I.1.4.2.1 Impact des activités économiques et intrusions balnéaires	23
I.1.4.2.2 Prolifération des espèces corallivores (<i>Acanthaster sp.</i> et <i>Drupella spp.</i>)	25
I.1.4.2.3 Aléas climatiques et géologiques à courte temporalité	26
I.1.5 Principaux services écosystémiques des récifs coralliens	27
I.2 Mayotte, un ensemble biogéomorphologique remarquable	29
I.2.1 Contexte volcanique	29
I.2.1.1 L'activité volcanique ancienne	30
I.2.1.2 La récente activité volcanique de l'île de Mayotte (2018-2023)	33
I.2.2 Mise en place des récifs coralliens	36
I.2.2.1 Constructions récifales et variations du niveau marin à Mayotte depuis la fin du Pléistocène supérieur	37
I.2.2.2 Variations récentes (1985-2023) du niveau marin à Mayotte	39
I.2.3 État de santé des récifs coralliens mahorais et relation avec l'anthropisation	40
I.2.4 Conditions météo-marines lagonaire de Mayotte	42
I.2.4.1 Les conditions de marée et notion de hauteur d'eau à Mayotte	43
I.2.4.2 Le régime des houles à Mayotte	44

I.2.5	Récifs frangeants et processus hydrosédimentaires associés _____	44
I.2.5.1	Les spécificités géomorphologiques des récifs frangeants _____	45
I.2.5.2	Formation et dissipation de l'énergie sur le platier récifal _____	46
I.2.5.3	Transport sédimentaire en milieu récifal _____	48
I.2.5.4	Caractéristiques sédimentaires de la zone d'arrière-récif (de la crête récifale à la plage) _____	50
I.2.6	Singularités des plages de poche bordées de récif frangeant _____	51
I.2.7	Caractéristiques des littoraux de Mayotte _____	52
I.2.7.1	La typologie du rivage _____	52
I.2.7.2	Contributions respectives des bassins versants et des récifs coralliens aux environnements sédimentaires littoraux _____	54
I.3	Conditions de caractérisation du système de plage d'arrière-récif _____	56
I.3.1	Enregistrement des forçages hydrodynamiques _____	56
I.3.2	Mesures des variations morphologiques _____	57
I.3.2.1	Topographie _____	57
I.3.2.2	L'approche par profils _____	58
I.3.2.3	L'approche par MNE-MNT aérien _____	58
I.3.2.4	Cinématique du trait de côte _____	59
I.3.3	Le suivi des écosystèmes par télédétection _____	60
I.3.4	La contribution de la modélisation 1D de la morphologie littorale _____	61
I.3.5	Le rôle des observatoires et des réseaux d'observatoires _____	62
	Conclusion _____	64
CHAPITRE II.	Présentation des sites d'étude et méthodologie _____	67
	Introduction _____	68
II.1	Caractéristiques géographiques des sites d'étude _____	69
II.1.1	Mtsamboro _____	70
II.1.2	Sakouli _____	72
II.1.3	Ngouja _____	74
II.1.4	Bandrélé _____	75
II.2	Approche méthodologique _____	77
II.2.1	Relevés topographiques et morphologiques _____	77
II.2.1.1	Levés des profils topographiques _____	78
II.2.1.1.1	Positionnement optique _____	78
II.2.1.1.2	Positionnement satellitale _____	79
II.2.1.2	Photogrammétrie drone _____	80
II.2.2	Mesures hydrodynamiques _____	81
II.2.2.1	Instrumentation et déploiement hydrodynamique _____	82
II.2.2.1.1	Acoustique Doppler Current Profiler (ADCP) _____	82
II.2.2.1.2	Capteurs de pression _____	82
II.2.2.2	Traitement des données _____	83
II.2.2.2.1	Courantomètre _____	83

II.2.2.2	Paramètres des vagues _____	84
II.2.2.3	Homogénéité des données hydrodynamiques _____	86
II.2.3	Analyse sédimentologique _____	88
II.2.3.1	Méthodes de prélèvement _____	89
II.2.3.1.1	Caractérisation des sites d'études _____	89
II.2.3.1.2	Modèle de transport sédimentaire _____	89
II.2.3.1.3	Matière en suspension _____	90
II.2.3.2	Méthodes d'analyse _____	91
II.2.3.2.1	Granulométrie _____	91
II.2.3.2.2	Teneur en carbonate _____	93
II.2.3.2.3	Schéma global de circulation des sédiments — Modèle de Gao et Collins _____	93
II.2.4	Mobilité du trait de côte _____	95
II.2.4.1	Suivi du trait de côte par photographies aériennes _____	95
II.2.4.2	Relevé <i>in situ</i> d'un indicateur paysager _____	97
II.2.4.3	Méthode d'évaluation de la mobilité du trait de côte _____	97
II.2.5	Dynamique des unités biogéomorphologiques récifales par télédétection satellitaire _____	98
II.2.6	Modélisation 1D d'un transect de plage récifale dans un contexte de rapide élévation du niveau de la mer _____	102
II.2.6.1	Configuration du modèle _____	103
II.2.6.1.1	Définition de la grille de calcul et de la bathymétrie _____	104
II.2.6.1.2	Définition des conditions limites et réglage des paramètres fixes _____	105
II.2.6.2	Calibration et validation _____	105
II.2.6.3	Principales simulations _____	106
	Conclusion _____	108
CHAPITRE III. Dynamique hydrosédimentaire saisonnière des plages de poche de Mayotte		
109		
	Introduction _____	110
III.1	Conditions de forçages météo-marins _____	111
III.1.1	Caractérisation du régime éolien de Mayotte _____	111
III.1.2	Conditions hydrodynamiques régionales _____	114
III.2	Variations morphologiques saisonnières des plages de poches _____	117
III.2.1	Site expérimental de Mtsamboro _____	117
III.2.1.1	Suivi morphologique de la plage de Mtsamboro _____	118
III.2.1.2	Synthèse des conditions hydrodynamiques en saison humide à Mtsamboro _____	120
III.2.1.3	Synthèse des conditions hydrodynamiques en saison sèche à Mtsamboro _____	120
III.2.1.4	Caractéristiques sédimentaires de la zone intertidale de Mtsamboro _____	123
III.2.1.5	Saison humide - Mars 2021 _____	123
III.2.1.6	Saison sèche - Septembre 2021 _____	125
III.2.1.7	Discussion de la morphodynamique de la plage de Mtsamboro _____	127
III.2.2	Site expérimental de Sakouli _____	128
III.2.2.1	Suivi morphologique de la plage de Sakouli _____	129

III.2.2.2	Synthèse des conditions hydrodynamiques en saison sèche à Sakouli	133
III.2.2.3	Synthèse des conditions hydrodynamiques en saison humide à Sakouli	135
III.2.2.4	Caractéristique sédimentaire de la zone intertidale	136
III.2.2.4.1	Distributions granulométriques	136
III.2.2.4.2	Analyse des tendances de la taille des grains	138
III.2.2.5	Discussion de la morphodynamique de la plage de Sakouli	139
III.2.3	Site expérimental de Ngouja	142
III.2.3.1	Suivi morphologique de la plage de Ngouja	142
III.2.3.2	Synthèse des conditions hydrodynamiques en saison humide à Ngouja	147
III.2.3.3	Synthèse des conditions hydrodynamiques en saison sèche à Ngouja	149
III.2.3.4	Caractéristique sédimentaire de la zone intertidale	150
III.2.3.5	Discussion de la morphodynamique de la plage de Ngouja	153
III.2.4	Site expérimental de Bandrélé	156
III.2.4.1	Suivi morphologique	157
III.2.4.2	Caractérisation hydrodynamique lors de l'intersaison d'octobre	158
III.2.4.3	Discussion de la morphodynamique du site de Bandrélé	159
	Discussion et synthèse	162
CHAPITRE IV. Évolution des limites des habitats du platier, de la topographie côtière et du trait de côte : analyse intégrée des changements dans les environnements littoraux de Mayotte		165
	Introduction	166
IV.1	Dynamiques spatio-temporelles sur le site de Mtsamboro	168
IV.1.1	Évolution spatio-temporelle des unités récifales de Mtsamboro entre 2019 et 2021	168
IV.1.2	Évolution du trait de côte entre 1969 et 2023	169
IV.1.2.1	Suivi topographique de la plage de Mtsamboro entre 2008 et 2023	169
IV.1.2.2	Tendances évolutives du trait de côte de Mtsamboro pré et post-subsidence (1969-2020)	170
IV.1.3	Synthèse des tendances évolutives du littoral de Mtsamboro	173
IV.2	Dynamiques spatio-temporelles sur le site de Sakouli	175
IV.2.1	Évolution spatio-temporelle des unités récifales de Sakouli entre 2017 et 2020	175
IV.2.2	Évolution du trait de côte entre 1969 et 2023	176
IV.2.2.1	Suivi topographique de la plage de Sakouli	176
IV.2.2.2	Tendances évolutives du trait de côte de Sakouli entre 1969 et 2021	177
IV.2.3	Synthèse des tendances évolutives du littoral de Sakouli	179
IV.3	Dynamiques spatio-temporelles sur le site de Bandrélé	181
IV.3.1	Évolution spatio-temporelle des limites des unités biogéomorphologiques du littoral de Bandrélé entre 2017 et 2021	181
IV.3.2	Évolution du trait de côte entre 1969 et 2022	182
IV.3.2.1	Suivi topographique du site de Bandrélé	182
IV.3.2.2	Tendances évolutives du trait de côte de Bandrélé pré et post-subsidence (1969-2020)	184
IV.3.3	Synthèse des tendances évolutives du littoral de Bandrélé	185

IV.4	Dynamiques spatio-temporelles sur le site de Ngouja	188
IV.4.1	Évolution spatio-temporelle des limites des unités biogéomorphologiques du platier de Ngouja entre 2017 et 2021	188
IV.4.2	Évolution du trait de côte entre 1969 et 2023	189
IV.4.2.1	Suivi topographique de la plage de Ngouja	189
IV.4.2.2	Tendances évolutives du trait de côte de Ngouja pré et post-subsidence (1969-2020)	190
IV.4.3	Discussion des tendances évolutives du littoral de Ngouja	191
	Discussion et synthèse	193
	Réponses des écosystèmes à la subsidence de l'île	193
	Réponses morphologiques des plages à la rapide subsidence de l'île	194
	Réponses du trait de côte face à l'élévation relative du niveau de la mer	195
	Synthèse	196
CHAPITRE V.	Discussion générale	197
	Introduction	198
V.1	Saisonnalité des forçages météo-marins et de la réponse morphologique de la côte	200
V.1.1	Caractéristiques saisonnières des forçages météo-marins	200
V.1.2	Morphodynamique des plages à l'échelle saisonnière	201
V.1.2.1	Similarité intersite	201
V.1.2.2	Réponse spécifique des sites aux conditions d'agitations saisonnières	202
V.1.2.3	Variations interannuelles intrasite des plages de poche	204
V.2	Facteurs de contrôle de l'impact à court terme d'une élévation rapide du niveau marin à Mayotte	206
V.2.1	Évolutions potentielles des unités biogéomorphologiques face à une élévation rapide du niveau marin	206
V.2.1.1	Création de nouveaux espaces disponibles et dispersion des larves	206
V.2.1.2	Diminution des temps d'exondation	208
V.2.2	Implication de la subsidence dans la morphodynamique des plages entre 2008 et 2023	208
V.2.2.1	Morphodynamique littorale	209
V.2.2.2	Taux de subsidence versus marnage	209
V.2.2.3	Diversité des apports sédimentaires	209
V.2.2.4	Limites de la méthode	210
V.2.3	Augmentation récente du recul du trait de côte	211
V.3	Vers une modélisation	213
	Conclusion	217
	Conclusion générale et perspectives	219
	Références bibliographiques	224
	Table des matières	262
	Liste des figures	267
	Liste des tableaux	275
	Résumé	277
	Abstract	278

Liste des figures

Figure 0-1 : Boucle de rétroaction intégrant les différents mécanismes physiques en jeu dans la zone littorale, modifiée d'après Cowell and Thom (1994) et Masselink., et al., (2014).	2
Figure I-1 : Schéma simplifié de l'anatomie d'un corail (source Laura Torresan, USGS https://www.usgs.gov/media/images/simplified-coral-anatomy)	10
Figure I-2 : Carte de répartition des coraux hermatypiques dans le monde (Source : UNEP-WCMC in Teh et al., (2013))	11
Figure I-3 : Formes communes de colonies coralliennes (modifié d'après Mahabot, 2016 recolorisé https://palette.fm/color/filters)	12
Figure I-4 : Évolution des phases de développement des récifs du Paléozoïque (a) au Cénozoïque (b) adapté d'après Veron et al., (2023) et https://stratigraphy.org/chart#latest-version	13
Figure I-5 : Schéma des différents stades d'évolution des récifs selon la théorie Darwinienne (a), vue du dessus, (b) vue en coupe. La longueur de la flèche verte indique l'intensité de la subsidence. L'échelle des îles volcaniques et des récifs a été augmentée dans un souci de lisibilité.	14
Figure I-6 : Assemblage de colonie formant un récif : différentes formes d'une colonie corallienne composant un récif. Le cercle rouge est un zoom d'une colonie branchue, montrant plusieurs polypes de coraux (image du récif de Ngouja, Mayotte, Jeanson, 2019).	16
Figure I-7 : Tendances d'évolution mondiale du niveau marin de janvier 1993 à février 2022 (source https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/ocean-indicators-products/mean-sea-level.html#c15717)	17
Figure I-8 : Carte du canal du Mozambique, montrant les principales régions des eddies, SEC : South Equatorial Current, SEMC : South Equatorial Mozambique Current, NEMC : North Equatorial Mozambique Current (modifié d'après Miramontes et al., (2019))	20
Figure I-9 : Photographies de (a) <i>Drupella cornus</i> et (b) <i>Acanthaster planci</i> . Clichés R.Stuart-Smith	26
Figure I-10 : Carte de localisation des sites d'étude (a) dans l'océan Indien, (b) à Mayotte	30
Figure I-11 : Contexte tectonique du sud-ouest de l'océan Indien (adaptée d'après CCGM et UNESCO, 2002)	31
Figure I-12 : Carte géologique simplifiée de Mayotte (adaptée d'après Vittecoq et al., (2014))	32
Figure I-13 : (a) Carte des séismes enregistrés de magnitude supérieure à 4,5 entre 1904 et 2017. (b) Zoom sur l'ouest de l'océan Indien avec l'île de Mayotte entourée en rouge. Source des données ISG-GEM 2023 http://doi.org/10.31905/D808B825	33
Figure I-14 : Schéma de la récente activité volcanique au large de Mayotte (source : IPGP 2023)	34
Figure I-15 : Déformation des stations GNSS (source REVOSIMA, (2023))	36
Figure I-16 : Courbe de remontée du niveau marin à Mayotte (courbe noire) et croissance récifale associée (triangle) (adaptée d'après Camoin et al., (2004))	38

- Figure I-17 : Niveau de la mer quotidien moyen à la station marégraphique de Dzaoudzi de 1963 à 2023. Les pointillés rouges montrent la différence distincte du niveau de la mer entre les phases pré-sismiques et post-sismiques (source des données Data Shom). _____ 39
- Figure I-18 : Frise chronologique des principaux événements ayant entraîné une mortalité de masse des récifs coralliens à Mayotte entre 1970 et 2020 (d'après IFRECOR, (2021)) _____ 41
- Figure I-19 : carte de l'évolution de l'état de santé des récifs de Mayotte entre 2015 et 2020. Certains sites (récifs frangeants et récifs internes) possèdent 2 stations situées à des profondeurs différentes. Seule la station située sur le haut du front récifal, la plus sujette aux variations temporelles, est présentée sur la carte afin d'en améliorer la lisibilité. (source IFRECOR, (2021)) _____ 42
- Figure I-20 : Zonation schématique d'un récif frangeant, comprenant la pente externe, la crête du récif (C.R.), le platier récifal, la dépression d'arrière-récif (D.A.R.) et enfin le littoral. L'échelle verticale n'est pas respectée, la limite entre le socle volcanique et le détritique bioclastiques n'est pas certaine. _____ 46
- Figure I-21 : Diagramme de Hjulström indiquant la relation entre la granulométrie et le transport sédimentaire en fonction de l'intensité des courants. _____ 49
- Figure I-22 : photographie d'une (a) falaise de roche dure à Moya, (b) falaise de cendres volcaniques à Papani et (c) micro falaise meuble de Soulou (clichées, F.Larrey, S.Charroux, F.Brossard) _ 52
- Figure I-23 : schéma représentant la zonation des huit espèces de palétuvier présentes à Mayotte, ainsi que les deux espèces végétales principales n'étant pas des palétuviers, mais pouvant se développer dans les mangroves (*) (illustration M.Jeanson) _____ 53
- Figure II-1 : Localisation des sites d'étude et du houlographe (image Sentinel2, 14/08/2021) _____ 69
- Figure II-2 : (a) Carte des unités biogéomorphologiques du platier de Mtsamboro, la ligne noire représente le profil au niveau duquel les limites des différentes unités géomorphologiques (fond de carte : orthophotographie de l'IGN, 2011), (b) Profil topographique réalisé au centre de la plage, montrant les limites des différentes unités biogéomorphologiques. D.A.R. = Dépression d'Arrière-Réci _____ 71
- Figure II-3 : (a) carte des unités biogéomorphologiques du platier de Sakouli, la ligne noire représente le profil au niveau duquel les limites des différentes unités géomorphologiques (fond de carte : orthophotographie de l'IGN, 2011), (b) Profil topographique de la plage de Sakouli réalisé au centre de la plage, montrant les limites des différentes unités géomorphologiques. D.A.R. : Dépression d'Arrière-Récif. _____ 73
- Figure II-4 : (a) carte des unités biogéomorphologiques du platier de Ngouja, la ligne noire représente le profil au niveau duquel les limites des différentes unités géomorphologiques (fond de carte : orthophotographie de l'IGN, 2020), (b) Profil topographique de la plage de Ngouja réalisé au centre de la plage, montrant les limites des différentes unités biogéomorphologiques. D.A.R. : Dépression d'Arrière-Récif. _____ 74

- Figure II-5 : (a) carte des unités biogéomorphologiques du platier de Bandré, la ligne noire représente le profil au niveau duquel les limites des différentes unités géomorphologiques (fond de carte : orthophotographie de l'IGN, 2016), (b) : Profil topographique de Bandré, montrant les limites des différentes unités biogéomorphologiques _____ 76
- Figure II-6 : Photographies (a) de la mise en station du tachéomètre et (b) du prisme réflecteur utilisé (clichés M. Courteille, 2021 et S. Charroux, 2020). (c) schéma du mode de fonctionnement du tachéomètre avec Di et Angle Vertical les deux valeurs mesurées par le tachéomètre et Distance verticale la distance calculée. _____ 79
- Figure II-7 : Photographies (a) de la mise en station du DGNS, (b) de la mobile (clichés M. Jeanson 2019 et M. Courteille 2021) et (c) schéma du mode de fonctionnement du DGNS RTK _____ 80
- Figure II-8 : Photographies (a) aériennes des points de contrôle (GCP) drone et de la base, (b) du drone diji phantom 4 pro, (clichés Jeanson 2021 et cdn.hiconsumption.com) _____ 81
- Figure II-9 : photographie de (a) l'ADCP déployé sur le platier de Sakouli, (b) d'un capteur RBR déployé sur le platier de Sakouli et (c) d'un capteur NKE, déployés sur le platier de Ngouja (Clichés Y. Mercky). _____ 83
- Figure II-10 : Graphique des spectres d'énergie utilisés pour la détermination des fréquences de coupure F_{min} et F_{max} . _____ 85
- Figure II-11 : Co-déploiement de l'ADCP, d'un RBR et d'un NKE sur un même plan, et présente (a) les données météorologiques issues de la station météo France, (b) les hauteurs d'eau de chaque capteur, (c) les hauteurs significatives, (d) les périodes pics (e) la Corrélation de la hauteur significative de la houle entre l'ADCP et le NKE, (f) le NKE et le RBR et (g) entre le RBR et l'ADCP. Sur les graphiques (b), (c) et (d), les points bleus représentent les données du RBR, les points verts, celles de l'ADCP et les données du NKE sont représentées en jaune. _____ 87
- Figure II-12 : Carte de localisation des prélèvements sédimentaires sur la plage de Sakouli, D.A.R. = Dépression d'Arrière-Récif, fond de carte IGN orthophotographie 2020 _____ 90
- Figure II-13 : photographies des pièges à sédiments en place (a) SST ; (b) Sedpod ; (clichés Mercky, 2021) _____ 91
- Figure II-14 : carte de la grille utilisée pour le calcul des tendances vectorielles GiSedTrend _____ 95
- Figure II-15 : Exemple de profil topographique réalisé à l'aide de la grille variable. Les points représentent l'endroit de réalisation des calculs pour chaque pas de temps, ils sont par conséquent plus denses sur le platier et sur la plage que sur la pente récifale et sur le fond du lagon. (NM : niveau moyen) _____ 104
- Figure II-16 : Hauteurs significatives des houles mesurées (croix rouge) et modélisées (ligne bleue) avec les paramètres optimums de calibration _____ 106
- Figure III-1 : Vitesse et direction des vents lors des saisons sèches et humides entre 2019 et 2023. Source des données Météo France au niveau de la station de Pamandzi _____ 112

- Figure III-2 : Résumé de l'activité cyclonique de l'été austral 2021-2022 dans le canal du Mozambique avec leurs trajectoires. Source des données <https://meteofrance.yt/fr/cyclone> _____ 113
- Figure III-3 : Roses des directions des houles en (a) saison humide 2021-2022 (novembre 2021 — mars 2022), (b) en saison sèche (mai 2022 — septembre 2022) et (c) en saison humide 2022-2023 (novembre 2022 – mars 2023) au niveau de la bouée. (Source des données : Campagne 97601 Mayotte, Cerema, Météo France). _____ 116
- Figure III-4 : Localisation du capteur de pression et des profils topographiques sur la plage de Mtsamboro (fond de carte orthophotographie IGN 2020) _____ 118
- Figure III-5 : Profils topographiques de la plage de Mtsamboro (a) profil sud P100, (b) profil centre P200, (c) profil nord P300 et (d) différence de volume. PMVE : Pleine Mer de Vive Eau, NM : Niveau Moyen. Pour l'évolution volumétrique, la marge d'erreur est estimée à 2 m³ par profil et le plancher de référence pour le calcul des volumes a été arbitrairement choisi à -3 m. _____ 119
- Figure III-6 : Synthèse des conditions hydrodynamiques représentatives des conditions modales sur le platier de Mtsamboro, en saison humide (de a à d) et en saison sèche (de e à h), (a) et (e) vitesse et direction des vents, (b) et (f) hauteur d'eau, (c) et (g) hauteurs significatives, et (d) et (h) période pics. Les couleurs foncées indiquent les capteurs situés au niveau du front récifal tandis que les couleurs plus claires correspondent aux capteurs de bas de plage. Les données de vents sont issues de la station Météo-France de Pamandzi. _____ 122
- Figure III-7 : (a) Caractérisation granulométrique et diamètre médian (D50) et (b) taux (%) de sédiments carbonatés obtenus pour chaque échantillon de Mtsamboro en mars 2021. Pour rappel, le profil P100 est au Sud, P200 au centre et P300 au nord. (Fond de carte orthophotographie 2020) _____ 124
- Figure III-8 : (a) Caractérisation granulométrique et diamètre médian (D50) et (b) taux (%) de sédiments carbonatés obtenus pour chaque échantillon de Mtsamboro en septembre 2021. Pour rappel, le P100 est au sud, P200 au centre et P300 au nord. Fond de carte orthophotographie 2020. _ 126
- Figure III-9 : Schéma synthétique du fonctionnement hydrosédimentaire du littoral de Mtsamboro en dehors des embouchures en fonction, (a) en saison humide et (b) en saison sèche. L'échelle verticale n'est pas respectée. _____ 128
- Figure III-10 : Localisation des profils topographiques, des capteurs de pression, du courantomètre et des pièges à sédiments sur la plage de Sakouli (fond de carte orthophotographie IGN 2020). _____ 129
- Figure III-11 : Profils topographiques de la plage de Sakouli (a) profil sud P100, (b) sud P150, (c) profil centre P200, (d) profil nord P250 et (e) profil nord P300. PMVE : Pleine Mer de Vive Eau, NM : Niveau Moyen. _____ 130
- Figure III-12 : photographie aérienne de la plage de Sakouli vue du Sud, avec en noir la localisation des profils topographiques et en rouge le champ de roche bloquant une partie du transit sédimentaire (cliché Y. Mercky octobre 2022). _____ 131

- Figure III-13 : photographies du sud de la plage de Sakouli en fin de saison sèche (a) et en fin de saison humide (b). Ainsi, il est possible d'observer un recouvrement d'une partie du champ de blocs rocheux en fin de saison sèche. Clichés S.Charroux _____ 132
- Figure III-14 : Évolution des volumes au fil des saisons sur la plage de Sakouli. La marge d'erreur est estimée à 2 m³ par profil et le plancher de référence pour le calcul des volumes a été arbitrairement choisi à -3 m. _____ 132
- Figure III-15 : Synthèse des conditions hydrodynamiques représentatives des conditions modales sur le platier de Sakouli, en saison humide (de a à d) et en saison sèche (de e à h), (a) et (e) vitesse et direction des vents, (b) et (f) hauteur d'eau, (c) et (g) hauteurs significatives, et (d), et (h) période pics. Les données de vents ont été fournies par Météo-France Mayotte au niveau de la station de Pamandzi. _____ 134
- Figure III-16 : Direction et vitesse moyenne des courants (présenté allant vers le) sur toute la colonne d'eau à Sakouli en saison sèche. _____ 135
- Figure III-17 : Direction et vitesse moyenne des courants (présenté allant vers le) sur toute la colonne d'eau à Sakouli en saison humide. _____ 136
- Figure III-18 (a) Caractérisation granulométrique et diamètre médian (D50) et (b) taux (%) de sédiments carbonatés obtenus pour chaque échantillon de Sakouli en mai 2021. Fond de carte Orthophotographie IGN 2020 _____ 137
- Figure III-19 : différents cas de combinaison (ou non) des tendances vectorielles FB- et CB+ sont représentés : (a) cas de transport CB+ et FB- combinés ; (b) FB- seul ; (c) cas de transport CB+ seul ; (d) opération OR exclusive sur les cas de transport CB+ et FB-. La longueur du vecteur correspond au niveau de confiance attribuée à la direction du transport (plus le vecteur est long, plus le niveau de confiance est élevé). Fond de carte orthophotographie IGN 2020 _____ 139
- Figure III-20 : Schéma synthétique du fonctionnement morphodynamique de la plage de Sakouli en (a) saison sèche et (b) saison humide (fond de carte orthophotographie IGN 2013). _____ 140
- Figure III-21 : Séquences de profils de plage pour la partie nord (P300) de la plage de Sakouli : (a) en saison humide (septembre 2019 et mars 2020) et (b) en saison sèche (mars 2022 et septembre 2022). Sur chacun des diagrammes, le profil de la plage au début de la période est en ligne pointillée et la ligne continue représente la fin de la période. _____ 141
- Figure III-22 : Localisation des profils topographiques, des capteurs de pression, du courantomètre et des pièges à sédiments sur la plage de Ngouja (fond de carte orthophotographie IGN 2020). 142
- Figure III-23 : MNE différentiels calculés pour Ngouja (fond : orthophotographie réalisée par levé drone, mars 2022) _____ 144
- Figure III-24 : Profils topographiques de la plage de Ngouja (a) profil sud P100, (b) profil centre P200, (c) profil nord P300 et (d) différence de volume. PMVE : Pleine Mer de Vive Eau, NM : Niveau Moyen, BMVE : Basse Mer de Vive Eau. Pour l'évolution volumétrique, la marge d'erreur est estimée à 2 min 3 s par profil et le plancher de référence pour le calcul des volumes a été arbitrairement choisi à -3 m. _____ 146

- Figure III-25 : Synthèse des conditions hydrodynamiques représentatives des conditions modales sur le platier de Ngouja, en saison humide (de a à d) et en saison sèche (de e à h), (a) et (e) vitesse et direction des vents, (b) et (f) hauteur d'eau, (c) et (g) hauteurs significatives, et (d), et (h) période pics. Les données de vents ont été fournies par Météo-France Mayotte au niveau de la station de Pamandzi. _____ 148
- Figure III-26 : Direction et vitesse moyenne des courants (présenté allant vers le) sur toute la colonne d'eau à Ngouja en saison humide. _____ 149
- Figure III-27 : Direction et vitesse moyenne des courants (présenté allant vers le) sur toute la colonne d'eau à Ngouja en saison sèche. _____ 150
- Figure III-28 (a) Caractérisation granulométrique et diamètre médian (D50) et (b) taux (%) de sédiments carbonatés obtenus pour chaque échantillon de Ngouja septembre 2019. Fond de carte Orthophotographie IGN 2020 _____ 152
- Figure III-29 : Séquences de profils de plage pour la partie nord (P300) de la plage de Ngouja : (a) en saison sèche (mars 2020 et septembre 2020) et (b) en saison humide (septembre 2022 – avril 2023). Sur chacun des diagrammes, le profil de la plage au début de la période est en ligne pointillée et la ligne continue représente la fin de la période. _____ 153
- Figure III-30 : Photographies de certaines ravines présentes après de fortes pluies en haut de plage à Ngouja (clichés S.Charroux) _____ 154
- Figure III-31 : Schéma synthétique du fonctionnement morphodynamique de la plage de Ngouja en (a) saison humide et (b) saison sèche (fond de carte orthophotographie IGN 2020). _____ 156
- Figure III-32 : Localisation des capteurs de pression, et des profils topographiques sur le platier de Bandré (fond de carte orthophotographie IGN 2016). _____ 157
- Figure III-33 : Profils topographiques de l'estran de Bandré (a) profil Palli, (b) profil P200, PMVE : Pleine Mer de Vive Eau, NM : Niveau Moyen. _____ 158
- Figure III-34 : Synthèse des conditions hydrodynamiques représentatives des conditions modales sur le platier de Bandré en saison sèche (a) vitesse et direction du vent, (b) hauteur d'eau, (c) hauteurs significatives et (d) période pics. Les données de vents ont été fournies par Météo-France Mayotte au niveau de la station de Pamandzi. _____ 159
- Figure III-35 : Photographie (a) d'une barre sableuse et (b) des chenaux de drainage sur l'estran de Bandré. La canne présente sur la photographie (a) mesure 2,05 m (clichés A.Agbavito, 2023) _____ 160
- Figure IV-1 : (a) Comparaison temporelle entre les classifications du platier et (b) Évolution des surfaces en m² des différentes unités biogéomorphologiques du platier de Mtsamboro à partir des images Sentinel-2 de 2019 et 2021. _____ 169
- Figure IV-2 : Évolution du profil central de Mtsamboro de 2008 à 2022 en fin de saison humide. PMVE : Pleine Mer de Vives Eaux, NM : Niveau Moyen, BMVE : Basse Mer de Vives Eaux _____ 170
- Figure IV-3 : (a) Évolution du trait de côte de Mtsamboro entre 1969 et 2020 (Source : orthophotographie IGN 2020), et (b) Évolution net (NSM) du trait de côte de Mtsamboro entre

- 1969 et 2020 obtenue à partir de l'analyse DSAS. La ligne jaune en pointillés représente le NSM entre 1969 et 2016, la ligne en pointillés bleue représente le NSM entre 2016 et 2020, enfin, la ligne continue verte représente le NSM total entre 1969 et 2020 _____ 171
- Figure IV-4 : Évolution de la moyenne de l'indicateur LRR pour les secteurs nord, central et sud, pour chacune des périodes étudiées (jaune de 1969 à 2016 ; bleue de 2016 à 2020 et vert pour 1969-2020). _____ 172
- Figure IV-5 : Photographies du haut de plage de Mtsamboro, (a) perspective aérienne englobant la totalité de la plage, (b) vue vers le nord de la plage, mettant en évidence la fin du mur construit en haut de plage, (c) cliché des aménages du haut de plage sur la portion nord du littoral, (d) photographie du mur de haut de plage positionné au centre de la plage, et (e) vue aérienne des Ipomées situées au sud de la plage (clichées Y.Mercky et S.Charroux) _____ 174
- Figure IV-6 : (a) Comparaison temporelle et (b) Évolution des surfaces en m² des différentes unités biogéomorphologiques du platier de Sakouli entre les classifications à partir des images Sentinel-2 de 2017 et 2020. _____ 176
- Figure IV-7 : Évolution du profil central de Sakouli de 2008 à 2022 en fin de saison humide. NM : Niveau Moyen, PMVE : Pleine Mer de Vives Eaux _____ 177
- Figure IV-8 : (a) Évolution du littoral de Sakouli entre 1969 et 2021 (Source : orthophotographie IGN 2020) et (b) NSM du trait de côte de Sakouli entre 1969 et 2021 obtenu à partir de l'analyse DSAS. La ligne jaune en pointillés représente le NSM entre 1969 et 2019, la ligne en pointillés bleue représente le NSM entre 2019 et 2021, enfin, la ligne continue verte représente le NSM total entre 1969 et 2021. _____ 178
- Figure IV-9 : Évolution de la moyenne de l'indicateur LRR pour les secteurs nord, central et sud, pour chacune des périodes étudiées (jaune de 1969 à 2019 ; bleue de 2019 à 2021 et vert pour 1969-2021) sur la plage de Sakouli. _____ 179
- Figure IV-10 : Photographies du haut de plage de Sakouli (a) en mars 2021, (b) mai 2021 et (c) mars 2023, montrant la différence de recouvrement d'ipomée. La flèche rouge montre le même arbre sur les trois clichés. (Clichés S.Charroux) _____ 180
- Figure IV-11 : (a) Comparaison temporelle entre les classifications du platier et (b) Évolution des surfaces en m² des différentes unités biogéomorphologiques du platier de Bandrélé à partir des images Sentinel-2 de 2017 et 2021. _____ 182
- Figure IV-12 : Évolution du profil nord (a), central (b) et sud (c) de Bandrélé de 2008 à 2022 en fin de saison humide. NM : Niveau Moyen, PMVE : Pleine Mer de Vives Eaux _____ 183
- Figure IV-13 : (a) Évolution du littoral de Bandrélé entre 1969 et 2020. (Source : orthophotographie IGN 2020) et (b) Évolution net (NSM) du trait de côte de Bandrélé entre 1969 et 2020 obtenu à partir de l'analyse DSAS. La ligne jaune en pointillés représente le NSM entre 1969 et 2016, la ligne en pointillés bleue représente le NSM entre 2016 et 2020, enfin, la ligne continue verte représente le NSM total entre 1969 et 2020. _____ 184

- Figure IV-14 : Évolution de la moyenne de l'indicateur LRR pour les secteurs nord, central et sud, pour chacune des périodes étudiées (jaune de 1969 à 2016 ; bleue de 2016 à 2020 et vert pour 1969-2020) sur le littoral de Bandrélé. _____ 185
- Figure IV-15 : photographies de l'aménagement du front de mer de Bandrélé (a) à marée basse (cliché S.Charroux) et (b) à marée haute de vives eaux (Cliché T.Claverie) _____ 187
- Figure IV-16 : (a) Comparaison temporelle et (b) évolution surfacique en m² entre les classifications du platier de Ngouja à partir des images Sentinel-2 de 2017 et 2021. _____ 189
- Figure IV-17 : Évolution du profil central de Ngouja de 2008 à 2022 en fin de saison humide. NM : Niveau Moyen, PMVE : Pleine Mer de Vives Eaux _____ 190
- Figure IV-18 : (a) Évolution du littoral de Ngouja entre 1969 et 2020. (Source : orthophotographie IGN 2020), (b) Évolution net (NSM) du trait de côte de Ngouja entre 1969 et 2020 obtenu à partir de l'analyse DSAS _____ 191
- Figure IV-19 : Photographies des marques d'érosion de la plage de Ngouja. Les clichés (a) et (b) mettent en évidence la chute d'un arbre (indiqué par une flèche rouge) dans la partie Nord de la plage. Les clichés (c) à (e) illustrent différentes marques de recul du trait de côte sur l'ensemble de la plage. (Clichés S.Charroux) _____ 192
- Figure V-1 : Définitions des échelles spatiales et temporelles impliquées dans l'évolution du littoral _____ 199
- Figure V-2 : Schéma conceptuel des voies de transport sédimentaires (modifié d'après Harley et al., (2022)) (fond de carte orthophotographie IGN 2020). _____ 205
- Figure V-3 : photographies de la partie Nord du récif de Ngouja (a) en mars 2019 et (b) en octobre 2022. La photographie de gauche met en évidence l'exondation des récifs tandis que la photographie de droite ne montre aucune exondation. (Clichés S.Morisseau et S.Charroux) _____ 208
- Figure V-4 : Résultats morphologiques du modèle XBeach pour différents forçages de vagues. (a) Scénarios d'augmentation du niveau marin, avec un récif corallien qui maintient son niveau. (b) Scénarios de dégradation des récifs dans les cas où le niveau marin est stabilisé à +20 cm. (c) Conditions variables maximales et effet combiné maximal de la dégradation des récifs et d'augmentation du niveau marin. La ligne en pointillé représente la position de la ligne de rivage. _____ 214
- Figure V-5 : Schéma conceptuel des impacts potentiels d'une remontée du niveau marin sur les platiers récifaux. Le schéma (a) présente une augmentation du niveau marin avant l'adaptation des platiers récifaux. Les schémas (b) et (c) proposent deux options différentes de réponse des platiers récifaux à une augmentation du niveau marin. V_a correspond à la vulnérabilité initiale de la plage, V_b et V_c quant à eux représente la vulnérabilité de la plage à l'érosion en réponse aux différents scénarios de variations du niveau marin. _____ 215
- Figure V-6 : Processus influençant le comportement côtier à grande échelle et les impacts liés à une augmentation du niveau marin (flèches rouges), modifié d'après Thornton et al. 2000 _____ 217

Liste des tableaux

Tableau I-1 : Tableau récapitulatif des vitesses globales de remontée du niveau marin dans le temps	17
Tableau I-2 : Cotes des niveaux marins à Mayotte pour le port de Dzaoudzi, Petite Terre (source SHOM, (2020))	44
Tableau II-1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques des sites d'études (*source des données de subsidence (Grandin et al., 2019))	70
Tableau II-2 : Récapitulatif des dates de levé topographique, *levés antérieurs à cette thèse	78
Tableau II-3 : Fréquences et périodes des principaux types de vagues (source : Brander et al., (2004))	86
Tableau II-4 : Récapitulatif des dates de campagnes hydrodynamiques et du type d'instrument utilisé pour chaque site, ADCP : courantomètre ; CP : Capteur de Pression	88
Tableau II-5 : méthode de calcul et indice de tri des sédiments selon Folk and Ward 1957	92
Tableau II-6 : Source d'erreur et incertitude totale de la digitalisation du trait de côte pour 1969, 1989, 2008, 2016 et 2020	97
Tableau II-7 : Caractéristiques des images Sentinel-2 utilisées.	99
Tableau II-8 : Récapitulatif des couches d'entraînements utilisées pour les classifications d'images satellitaire	99
Tableau II-9 : Caractéristiques des 5 classes de macro-habitats investigués, photographies numériques in situ et extraits d'images satellites	100
Tableau II-10 : Coefficient de Tau en pourcentage pour chacun des sites d'étude. Le coefficient de Tau indique le pourcentage de pixel correctement classé	101
Tableau II-11 : Équations permettant le calcul des incertitudes de surfaces des différents habitats (Olofsson et al., 2013).	102
Tableau II-12 : Marges d'erreur en hectare (ha) de chacune des classes	102
Tableau II-13 : Synthèses des différentes simulations réalisées et de leurs paramètres	107
Tableau III-1 : Fréquence des hauteurs significatives des vagues au large entre octobre 2021 et avril 2023 en fonction des saisons	115
Tableau III-2 : Dates des campagnes hydrodynamiques effectuées sur les différentes façades de l'île	117
Tableau III-3 : Tableau récapitulatif des sédiments récoltés avec les pièges à sédiments à Sakouli	138
Tableau III-4 : Récapitulatif des maximaux (positif et négatif) des différences entre les MNE	143
Tableau III-5 : Tableau récapitulatif des sédiments récoltés avec les pièges à sédiments à Ngouja	151
Tableau IV-1 : Taux de l'indice LRR obtenu à partir de l'analyse DSAS au niveau du littoral de Mtsamboro entre 1969 et 2020	172
Tableau IV-2 : Taux de l'indice LRR obtenu à partir de l'analyse DSAS au niveau du littoral de Sakouli entre 1969 et 2021	178

Tableau IV-3 : Taux de l'indice LRR obtenu à partir de l'analyse DSAS au niveau du littoral de Bandrélé entre 1969 et 2020	185
Tableau IV-4 : Taux de l'indice LRR obtenu à partir de l'analyse DSAS au niveau du littoral de Ngouja entre 1969 et 2020	190
Tableau V-1 : Moyenne des Hs lors de chaque campagne de terrain pour les sites de Mtsamboro, Sakouli et Ngouja	202

Résumé

L'étude de la réponse morphodynamique des environnements côtiers face à l'élévation générale du niveau de la mer est l'un des grands défis de notre époque. À Mayotte, entre mai 2018 et juillet 2020 une éruption volcanique au large de l'île, entraînant un enfoncement de l'île et donc une hausse du niveau marin d'environ vingt centimètres, a constitué une opportunité exceptionnelle pour appréhender les impacts d'une élévation rapide sur les littoraux récifaux. Cette situation a permis d'évaluer *in situ* les impacts de cette élévation sur les systèmes plage/récifs frangeant à court terme. L'objectif de cette étude était d'établir un état des connaissances après la subsidence et d'analyser les éventuels changements associés. Les suivis topographiques, hydrodynamiques et sédimentaires ont permis de mesurer la rotation de plage, caractéristique des plages de poche, et son contrôle par la variabilité saisonnière et interannuelle des conditions météo-marines et la présence d'un triptyque récifal remarquable (récif barrière/lagon/ récif frangeant). La comparaison entre les données pré et post-subsidence sur des profils topographiques de plage ne montre pas de changements morphologiques significatifs qui pourraient être attribués sans équivoque à la rapide élévation du niveau marin. De plus, aucune modification significative n'a été observée au niveau des unités biogéomorphologiques sur le récif frangeant. Toutefois, le suivi de la cinématique du trait de côte atteste d'une accélération récente du recul du trait de côte, bien qu'elle ne puisse être exclusivement attribuée à la subsidence.

Cette étude présente un état des lieux post-subsidence et l'arsenal méthodologique nécessaire pour appréhender l'impact de l'élévation du niveau de l'eau sur les unités biogéomorphologiques littorales à Mayotte. Ils constituent les premières étapes nécessaires à la compréhension des impacts de l'élévation du niveau marin sur les côtes récifales de Mayotte.

Abstract

Predicting the morphodynamic response to sea-level rise is one of the major challenges of this century. The rapid rise in relative sea level, of around twenty centimetres in Mayotte between May 2018 and July 2020, following an underwater volcanic eruption, has created an exceptional opportunity to assess, in situ, the impacts of this rise on beach/coral reef systems. The aim of this study was to take stock of post-subsidence knowledge and assess any short-term changes linked to this rapid rise in sea level. Hydrodynamic, sedimentary and topographical measurements showed a phenomenon of seasonal beach rotation, typical of pocket beaches, influenced by the seasonal variability of marine weather conditions and by the presence of fringing coral reefs. Comparison of data before and after subsidence did not reveal any significant morphological changes that could be directly linked to the subsidence. Similarly, no significant variation in biogeomorphological units was observed between 2016 and 2020 from the satellite images. However, the kinematics of the coastline has revealed a recent acceleration in shoreline retreat, although this acceleration cannot be attributed exclusively to subsidence. Ongoing monitoring and in-depth analysis will be required to understand the response of the beach/reef system and its geomorphological and biological compartments in the coming years. Therefore, this study represents an important first contribution, after subsidence, to the understanding the impacts of sea-level rise on the coasts of Mayotte.