



HAL
open science

Morphodynamique du littoral de Mayotte - Des processus au réseau de surveillance.

Matthieu Jeanson

► **To cite this version:**

Matthieu Jeanson. Morphodynamique du littoral de Mayotte - Des processus au réseau de surveillance.. Océan, Atmosphère. Université du Littoral Côte d'Opale, 2009. Français. NNT: . tel-00449987

HAL Id: tel-00449987

<https://theses.hal.science/tel-00449987>

Submitted on 31 Jan 2010

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.

LABORATOIRE D'OCEANOLOGIE ET GEOSCIENCES
UMR CNRS 8187
EQUIPE MORPHODYNAMIQUE DES LITTORAUX

**MORPHODYNAMIQUE DU LITTORAL DE MAYOTTE
DES PROCESSUS AU RESEAU DE SURVEILLANCE**

THESE DE DOCTORAT DE GEOGRAPHIE PHYSIQUE

Présentée par

Matthieu JEANSON

Soutenue publiquement à DUNKERQUE le 19 novembre 2009 devant un jury composé de :

Directeurs de recherche :

Edward ANTHONY
Professeur, Université d'Aix-Marseille, Directeur de thèse

Franck DOLIQUE
Professeur, Université des Antilles et de la Guyane, Co-directeur de thèse

Rapporteurs :

François FROMARD
Chargé de Recherche CNRS
Gilbert DAVID
Chargé de Recherche IRD

Examineurs :

Hervé REGNAULD
Professeur, Université de Haute Bretagne, Rennes 2
Antoine GARDEL
Maître de Conférences, Université du Littoral Côte d'Opale

Avant propos

Cette belle aventure touchant à sa fin, je tiens à remercier toutes les personnes grâce auxquelles j'ai pu réaliser cette thèse.

Je voudrais tout d'abord exprimer ma gratitude à Franck Dolique, co-directeur de cette thèse, pour m'avoir initié, depuis maintenant quelques années, aux multiples joies des littoraux tropicaux. Un grand merci pour son soutien, son amitié, ses encouragements mais également pour toutes ces aventures vécues aux quatre coins du monde et pour les ti punch dégustés que ce soit autour d'un mahi mahi, d'un mabawa ou d'une partie de fléchettes.

Je remercie vivement mon directeur de thèse, Edward J. Anthony. Je lui témoigne toute ma reconnaissance pour avoir accepté de m'encadrer et de m'avoir guidé efficacement à travers ses conseils judicieux et ses encouragements précieux qui ont largement contribué à mener à bien cette thèse.

Je tiens également à remercier sincèrement messieurs Gilbert David, François Fromard, Hervé Regnauld et Antoine Gardel qui ont bien voulu évaluer ce travail, remplissant encore un peu plus leur agenda déjà bien chargé.

Merci aux organismes qui ont contribué, de près ou de loin, au financement de cette thèse : l'ULCO, le BRGM, le ministère de l'outre-mer (crédits de recherche MOM MANGUIERS), l'IRD de La Réunion et Guyane.

Les résultats présentés dans cette thèse ont pu être établis grâce à la collaboration de nombreux organismes impliqués dans la gestion de l'environnement lagunaire de Mayotte. En premier lieu je tiens à remercier la Direction de l'Agriculture et de la Forêt (DAF) pour sa précieuse et capitale aide technique et logistique. Merci plus particulièrement à Jean-Pierre Arnaud, chef du service Environnement et Forêt, Colette Robbe, responsable SIG et Vincent Dinhut qui a participé à la mise en place des appareils lors de chaque campagne hydrodynamique. Merci également à Mohamed Said et Dahabia Chanfi de la Direction à l'Environnement et au Développement Durable (DEDD) du Conseil général de Mayotte.

Un merci à tous les membres ou anciens membres du laboratoire. Je pense en particulier à Vincent Sipka et Denis Marin, avec qui j'ai pris énormément de plaisir à partager ces 4 dernières années et qui m'ont souvent aidé et conseillé sur les aspects pratiques ou plus théoriques des logiciels et des instruments de mesures. Merci à Arnaud Héquette, Mylène Ruz, Olivier Cohen, Sylvie Philippe et Sandric Lesourd pour leur disponibilité, leur aide et leurs précieux conseils. Merci aux anciens thésards d'avoir montré la voie, je pense à Méha, Mouncef, Claire et Poupou. Mention spéciale à Yacine pour les débats philosophiques interminables sur rien et sur tout.

Mes remerciements vont également à Olivier Monfort (UMR 6143 CNRS Morphodynamique Continentale et Côtière, Université de Caen) pour sa disponibilité et son aide qui ont été primordiales lors du traitement des données hydrodynamiques.

Merci au Professeur Claude Allibert, directeur du Centre d'Etude et de Recherche sur l'Océan Indien (INALCO), ainsi qu'à Henri Liszkowski et Martial Pauly pour le partage de leurs connaissances de l'histoire de Mayotte.

Merci au service topographique de Mayotte pour le prêt en urgence d'un tachéomètre suite au coup de chaud du nôtre dans la mangrove de Bandrélé.

Un grand marahaba à ceux avec qui j'ai partagé mes aventures sur Maoré : merci à l'équipe des plongeurs alias « l'équipe requin » : Julien Wickel et Alban Jamon qui ont permis la mise en place des instruments sur les récifs coralliens. Merci pour votre motivation et votre patience. Mention spéciale à Alban pour nous avoir fait découvrir et apprécier les soirées underground de Mamoudzou au Jungle Bar... Un grand merci à Benoît Pribat, pour son aide à la réalisation du SIG ainsi que pour sa bonne humeur et son enthousiasme à toute épreuve sur le terrain. Une mention spéciale à mes deux super potes et « collaborateurs volontaires » : Julien, qui n'a pas hésité une seconde à venir travailler durement sous le soleil de Mayotte, et Jérôme avec qui j'ai découvert le monde tropical lors de ma maîtrise, et Mayotte lors de mon DEA, merci à toi Brian !

Merci aux différents gérants de la « Case de Robinson », le paradis sur terre s'il devait en exister un, entre baobabs, makis, tortues et dauphins... Un merci particulier à Lionel pour les sorties bateaux sur les récifs ou dans la mangrove, pour les parties de pêches aux calamars et pour les bières fraîches prêtes à savourer au retour de nos chaudes journées passées à patauger dans la vase des mangroves.

Je remercie également l'ensemble des mahorais rencontrés par hasard lors de nos pérégrinations tropicales, à ceux qui nous ont pris en stop ou prêté un téléphone lorsque nos voitures de locations tombaient (trop souvent !!) en panne, à ceux qui nous ont réparé nos multiples pneus crevés. Merci aux Mama Brochettis pour leurs mabawas, leurs brochettes de Zébus servies à n'importe quelle heure de la journée. Merci à monsieur Coca-Cola pour avoir inventé le Fanta ananas. Merci à tous les enfants rencontrés sur les plages et dans les villages, à leurs sourires, leur fraîcheur et leur curiosité.

Un grand merci à tous ceux qui ont contribué à améliorer mon travail en relisant le mémoire de thèse et se sont évertués à corriger mes fautes d'orthographe (tant que ça ?!), merci donc à Pierrette, Serge et Caroline.

Je remercie du fond du cœur toute ma famille, et en particulier mes parents, qui m'ont toujours soutenu dans mes démarches et ambitions professionnelles et qui ont sans cesse démontré un vif intérêt pour les travaux et recherches que je menais sans souvent bien comprendre ce que je faisais. Je leur dédie ce travail.

Je remercie enfin Aline, pour son accompagnement quotidien et systématique pendant ces années, aussi bien dans les mangroves de Mayotte (malgré des crabes !) qu'en métropole. Merci à toi qui m'a surtout supporté jusqu'au bout et a su m'encourager dans les moments plus difficile ; sans toi tout ne serait pas vraiment pareil.

Merci à tous.

Sommaire

Avant propos	i
Sommaire	iii
Introduction générale.....	1
Chapitre 1 – Etat de l’art – Les aspects physiques des environnements à récifs coralliens et à mangroves	5
Chapitre 2 – Problématiques de recherche et présentation du site d’étude	47
Chapitre 3 – Approche méthodologique	70
Chapitre 4 – Caractérisation de l’évolution des mangroves mahoraises.....	90
Chapitre 5 – Les agents météo-marins et l’hydrodynamisme lagonaire.....	151
Chapitre 6 – L’influence lagonaire sur la morphodynamique des mangroves	195
Chapitre 7 – Le réseau de surveillance	238
Conclusion générale	277
Références bibliographiques	280
Liste des figures	308
Liste des tableaux	328
Table des matières	331
Annexes	338

INTRODUCTION

Le concept de morphodynamique littorale, défini comme l'ajustement mutuel de la topographie et des processus dynamiques, impliquant un transport sédimentaire et des phénomènes de rétroactions (Wright et Thom, 1977), a mené à de nombreuses recherches expérimentales de terrains et au développement de modèles physiques, conceptuels ou de simulations du comportement des systèmes côtiers. Un système côtier comprend une série de sous-systèmes interdépendants caractérisés par des paramètres et des processus variés à l'interface entre une unité morphologique et un agent dynamique. L'état particulier d'un système peut être défini par des paramètres clefs et la morphologie en est un des plus remarquables. Un des exemples les plus clairs d'une telle approche morphodynamique appliquée aux études littorales a été la reconnaissance d'états de plage distincts qui peuvent être définis en fonction de la forme des barres littorales, de la pente de plage ou d'autres paramètres (Wright et Short, 1984). Les plages peuvent subir un changement entre des états en réponse aux variations des facteurs externes, comme les conditions d'agitation, désignées « conditions limites » ou « seuils ». Les plages, composées de sables mobiles ou de graviers sont des habitats relativement stériles caractérisés par un biotope limité. Cependant, il est de plus en plus clair que les biotopes influencent la morphodynamique et la géomorphologie des littoraux (Dolique, 2007).

Les côtes tropicales sont caractérisées par une grande variété d'environnements sédimentaires comme les plages, dunes, deltas et les estuaires, qui forment autant de systèmes côtiers comparables à leurs homologues tempérés (Perry, 2007). Cependant ces littoraux des basses latitudes sont également marqués par deux milieux sédimentaires uniques, les récifs coralliens et les mangroves. Ces derniers sont caractérisés par des processus sédimentaires propres à chacun. Cependant la production et/ou l'accumulation ainsi que la géomorphologie de ces deux systèmes côtiers sont fortement influencés par les nombreuses interactions entre les systèmes physiques et des organismes vivants (plantes ou animaux). En effet, la biosphère et la lithosphère sont clairement interdépendantes et la croissance des coraux ou des palétuviers ainsi que celle des organismes associés influence directement la morphodynamique de ces environnements. Une telle interaction est un exemple de biogéomorphologie (Viles, 1988). Une association entre la forme (ex. récif corallien) et les

processus (ex. houles, courants, variation du niveau marin) est rarement visible sur des surfaces aussi vastes. Le plus bel exemple est certainement la Grande Barrière de Corail, la plus grande structure récifale au monde, qui s'étend sur plus de 2 000 km le long de la côte nord-est de l'Australie et qui est visible de l'espace.

Pour examiner la signification de ces changements géomorphologiques dans les environnements littoraux tropicaux ou les autres systèmes côtiers en général, il est utile de reconnaître une hiérarchie des échelles temporelles et spatiales (Cowell et Thom, 1994). L'échelle temporelle la plus courte est celle dans laquelle se déroule le déferlement d'une vague et la réponse instantanée des sédiments sous l'action de celle-ci. Une échelle plus importante, celle de « l'événement » peut être celle dans laquelle une tempête se produit et où une plage réagit et revient, éventuellement, vers son état initial. Le niveau suivant d'étude peut concerner les échelles régionales sur des décennies aux siècles avec les variations séculaires d'érosion ou d'accrétion le long d'une façade maritime. Cette échelle « historique » est particulièrement significative dans le contexte des sociétés humaines. Enfin à l'échelle globale ou géologique, la distribution des récifs frangeants, des récifs barrières et la structure des littoraux tropicaux peuvent être comprise dans le contexte de la tectonique des plaques et des oscillations du niveau marin (McLean et Woodroffe, 1994 ; Woodroffe, 2002).

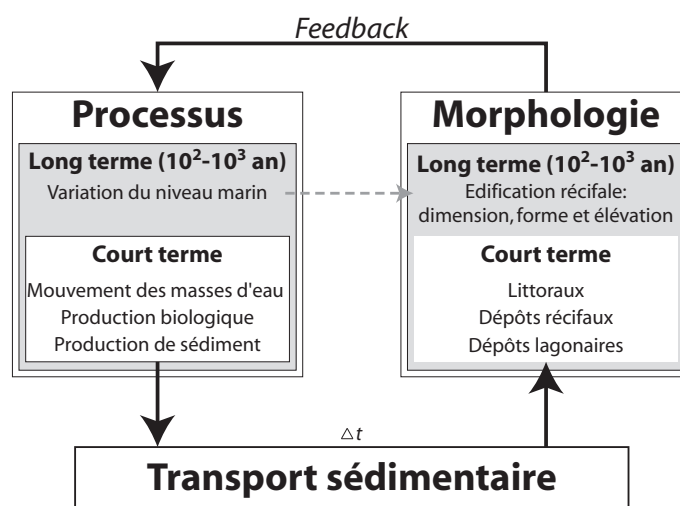


Figure 0.1: Cadre simplifié du système morphodynamique en milieu récifal. La ligne en pointillés dénote le contrôle du niveau marin sur le développement récifal (d'après Kench et Brander, 2006)

Les côtes bordées de récifs coralliens constituent des environnements sédimentaires complexes où les divers agents de la dynamique côtière interagissent à différentes échelles spatiales et temporelles avec les caractéristiques géomorphologiques du milieu (Fig. 0.1).

Dans cet environnement, l'interaction entre les écoulements (vagues, marée, courants, réseaux fluviaux) et les structures récifales conduisent à des évolutions morphodynamiques complexes. Les conditions d'agitation, principalement les vagues, sont l'un des principaux moteurs de la dynamique des littoraux. Si le rôle et les conséquences de la transformation des vagues océaniques incidentes dans la stimulation des processus géomorphologiques agissants à la surface même des récifs coralliens sont maintenant clairement appréhendés (Lugo-Fernandez *et al.*, 1998 ; Brander *et al.*, 2004 ; Ogston *et al.*, 2004 ; Storlazzi *et al.*, 2004 ; Kench and Brander, 2006 ; Kench *et al.*, 2006a ; Presto *et al.*, 2006 ; Tamura *et al.*, 2007 ; Storlazzi et Jaffe, 2008), il existe un manque de données hydrodynamiques à travers l'ensemble d'un complexe récifo-lagonaire, des pentes externes des récifs barrières jusqu'aux littoraux, pour évaluer le rôle et l'impact des récifs coralliens sur le transport sédimentaire et le développement des formes littorales (Daly et Brander, 2006 ; Kench et Brander, 2006b). Dans un milieu récifal, c'est l'énergie résiduelle des vagues océaniques, après leur passage sur les récifs, qui gouverne les processus géomorphologiques et le transport des sédiments des littoraux situés en arrière des structures coralliennes.

L'environnement côtier de l'île de Mayotte (océan Indien) se caractérise par l'existence d'un vaste complexe récifo-lagonaire au sein duquel se développe un littoral particulièrement diversifié et marqué par la présence de nombreuses mangroves. Le développement économique accéléré et la forte croissance de la population mahoraise entraînent depuis une quarantaine d'années de profondes mutations des structures économiques, sociales et démographiques de l'île (Taglioni, 2009). Cela se traduit en particulier par une réorganisation spatiale à grande échelle marquée par un processus de concentration des activités et des populations sur l'espace côtier (Bernardie-Tahir et Omar, 2001). Les principaux enjeux de l'île se rencontrent par conséquence sur la frange littorale : enjeux économiques et fonciers avec la modernisation et l'émergence d'activités industrielles et touristiques qui se multiplient dans l'espace littoral, mais surtout enjeux d'une gestion intégrée devenue absolument nécessaire pour cet espace fragile et convoité, exigu et de plus en plus peuplé (Meur-Férec, 2006).

Le travail présenté dans cette thèse porte sur le comportement géomorphologique du littoral de Mayotte et le recueil d'informations sur les interactions morphodynamiques dans ce type de milieu mixte mangrove/récif corallien. Il s'agit d'apporter des éléments de

compréhension sur les processus et les relations hydrosédimentaires responsable de l'évolution et du fonctionnement des environnements littoraux, avec notamment un accent particulier sur la dynamique des mangroves du sud et de l'ouest de Mayotte. Les processus physiques jouent un rôle fondamental dans la structuration géomorphologique du littoral, mais également dans la composition, le fonctionnement et la résilience des communautés biologiques lagunaires associées. La connaissance du fonctionnement naturel de cet environnement ainsi que la surveillance de la dynamique côtière sont, par conséquent, des conditions prérequis pour optimiser la gestion intégrée de ces espaces en fort développement démographique et économique.

La démarche adoptée dans ce travail se base sur une approche expérimentale calquée sur des observations et des mesures afin d'obtenir des données qualitatives et quantitatives des processus en action. Le mémoire est articulé autour de 7 chapitres. En préambule le premier chapitre est consacré à une présentation générale des caractéristiques des environnements récifaux et à mangroves et aux processus dynamiques liés à leurs évolutions. Une description de la répartition et des spécificités locales de ces milieux est également présentée dans ce chapitre. Le chapitre 2 est consacré à la description de la zone d'étude. L'étude y est replacée dans les problématiques et les contextes généraux et locaux. Le chapitre 3 décrit l'approche méthodologique employée pour l'expérimentation *in situ* ainsi que les diverses techniques de traitement et d'analyse des données. Les trois chapitres suivants regroupent les résultats. Le chapitre 4 présente les caractéristiques dynamiques et de structuration des mangroves étudiées et leur évolution entre 1950 et 2003. Cette évolution se base sur l'analyse diachronique de photographies aériennes verticales. Le chapitre 5 se consacre à l'aspect hydrodynamique général et aux résultats des campagnes de mesures hydrodynamiques et leur interprétation, en abordant clairement le rôle des récifs coralliens sur l'hydrodynamisme lagunaire. Le chapitre 6 se focalise sur les couplages étroits entre les conditions hydrodynamiques mesurées et interprétées et les caractéristiques morphologiques des mangroves en tentant de dégager les tendances du comportement morphodynamique à court et moyen terme les plus caractéristiques. Le chapitre 7 présente le réseau opérationnel de surveillance de la dynamique du littoral mahorais ainsi que les intérêts et enjeux scientifiques, environnementaux et socio-économiques d'une telle démarche. Une conclusion générale résume les principaux résultats de l'étude.

Chapitre 1

ETAT DE L'ART – LES ASPECTS PHYSIQUES DES ENVIRONNEMENTS RECIFAUX ET A MANGROVES

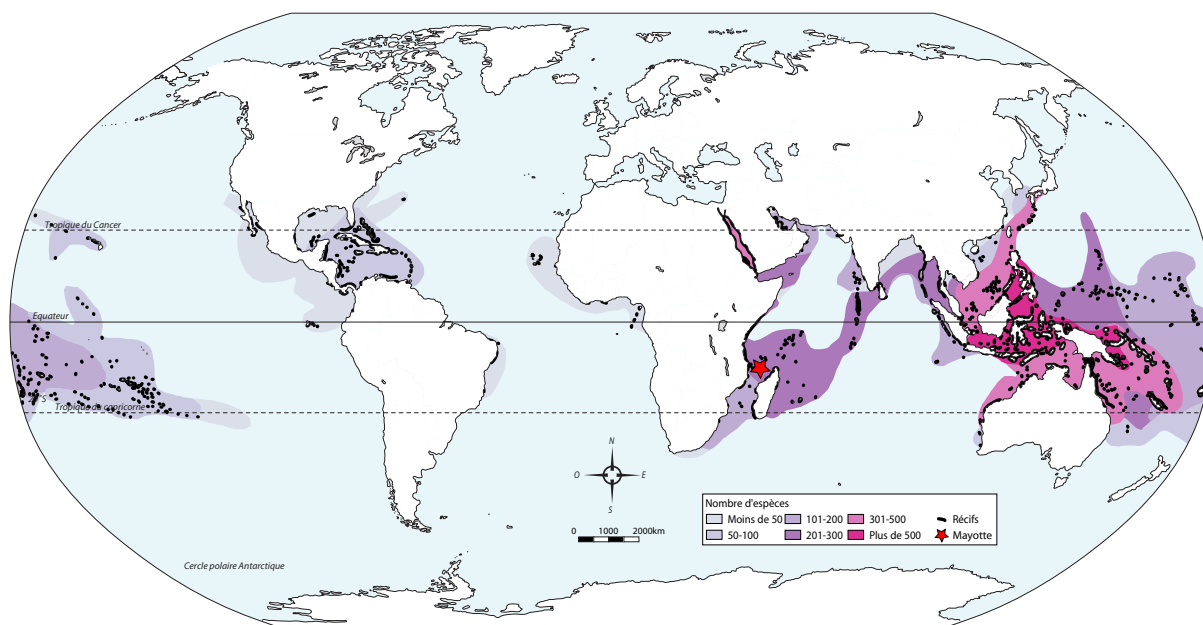
Introduction

Les milieux côtiers tropicaux figurent parmi les environnements les plus fascinants. Au-delà d'une esthétique idéalisée et fantasmée, jardin immaculé avec ses rivages ensoleillés, entre un océan bleu turquoise et des plages de sable blanc bordées de cocotiers, les littoraux tropicaux proposent une grande diversité de formes et d'écosystèmes. Parmi ceux-ci, les récifs coralliens et les mangroves sont certainement les plus représentatifs de la « réalité » des côtes tropicales. Ces environnements complexes et fragiles sont parmi les plus riches réservoirs de diversité biologique et de productivité primaire du monde. Ils représentent des sources essentielles de revenus pour les populations riveraines notamment dans les pays en voie de développement. Leur valeur économique est estimée entre 100 000 et 600 000 dollars US par kilomètre carré et par an pour les récifs coralliens et à plus de 900 000 pour les mangroves (UNEP-WCMC, 2006). La plupart des bénéfices tirés des récifs coralliens et des mangroves résultent de la pêche, de l'exploitation du bois pour la construction et le chauffage, du tourisme et de la protection du littoral.

Les côtes à récifs coralliens et à mangroves forment des environnements complexes où de nombreuses interactions biologiques, physiques et géomorphologiques se produisent à différentes échelles spatiales et temporelles. La compréhension de ces multiples processus et des liens fonctionnels qui régissent la structuration, l'évolution et la dynamique de ces environnements constitue un défi majeur pour une gestion durable de ces milieux soumis à de fortes pressions naturelles et anthropiques dans un contexte global de changements climatique et océanographique. Ce chapitre propose une synthèse des principaux aspects physiques des côtes à récifs coralliens et à mangroves aux échelles globale et mahoraise.

1. Les récifs coralliens

Les récifs coralliens constituent les écosystèmes marins les plus complexes, les plus variés et les plus productifs (Hoegh-Guldberg, 1999 ; Veron, 2000). Généralement définis comme des structures résistantes, édifiées par des êtres vivants, ils se composent d'une armature récifale formée d'organismes constructeurs et de sédiments détritiques carbonatés issus de ces organismes (Hopley *et al.*, 2007). Leur distribution et leur développement sont par conséquent limités par les exigences écologiques et physiologiques des organismes constructeurs qui composent les structures récifales, principalement les coraux hermatypiques, organismes symbiotiques associant des animaux (polypes) et des algues microscopiques (zooxanthelles). Les caractéristiques et la qualité des eaux océaniques apparaissent déterminantes dans la croissance corallienne, notamment leur température (18-30°C), leur salinité (30-40‰), leur turbidité et leur luminosité (Woodroffe, 2002). Les récifs coralliens se développent par conséquent essentiellement dans les mers et océans tropicaux clairs et peu profonds (Fig. 1.1), où ils couvrent une surface de 284 803 km² (Spalding *et al.*, 2001).



1.1. Typologie et édification des structures récifales

Les structures récifales sont généralement décrites selon leur géomorphologie et leur proximité par rapport aux terres adjacentes. La classification la plus simple et la plus répandue est celle développée par Darwin (1842) à la suite de ses observations des différentes îles dans les archipels polynésiens de la Société et des Tuamotu ainsi que dans les îles Cocos

(anciennement îles Keeling). Darwin développe un schéma évolutif (Fig. 1.2) des récifs coralliens basé principalement sur la relation entre le front récifal et la terre non-récifale adjacente et classe les structures coralliennes en récifs frangeants, récifs barrières et atolls. Les récifs frangeants sont directement accolés aux terres émergées non récifales, les récifs barrières sont séparés des terres par un lagon plus ou moins large et les atolls sont des récifs annulaires qui entourent un lagon central dénuée de terres non-récifales. Cette classification a été par la suite complétée par de nombreux travaux de recherches et d'observations, notamment durant la seconde moitié du vingtième siècle avec des forages au sein des récifs coralliens (Daly, 1910 ; Davis, 1928 ; Wiens 1962 ; Stoddart, 1969 ; Steers et Stoddart, 1977 ; Braithwaite, 1982 ; Hopley, 1982 ; Davies et Montaggioni, 1985 ; Neumann et Macintyre, 1985 ; Mclean et Woodroffe, 1994 ; Kennedy et Woodroffe, 2002 ; Camoin *et al.*, 2004 ; Montaggioni, 2005).

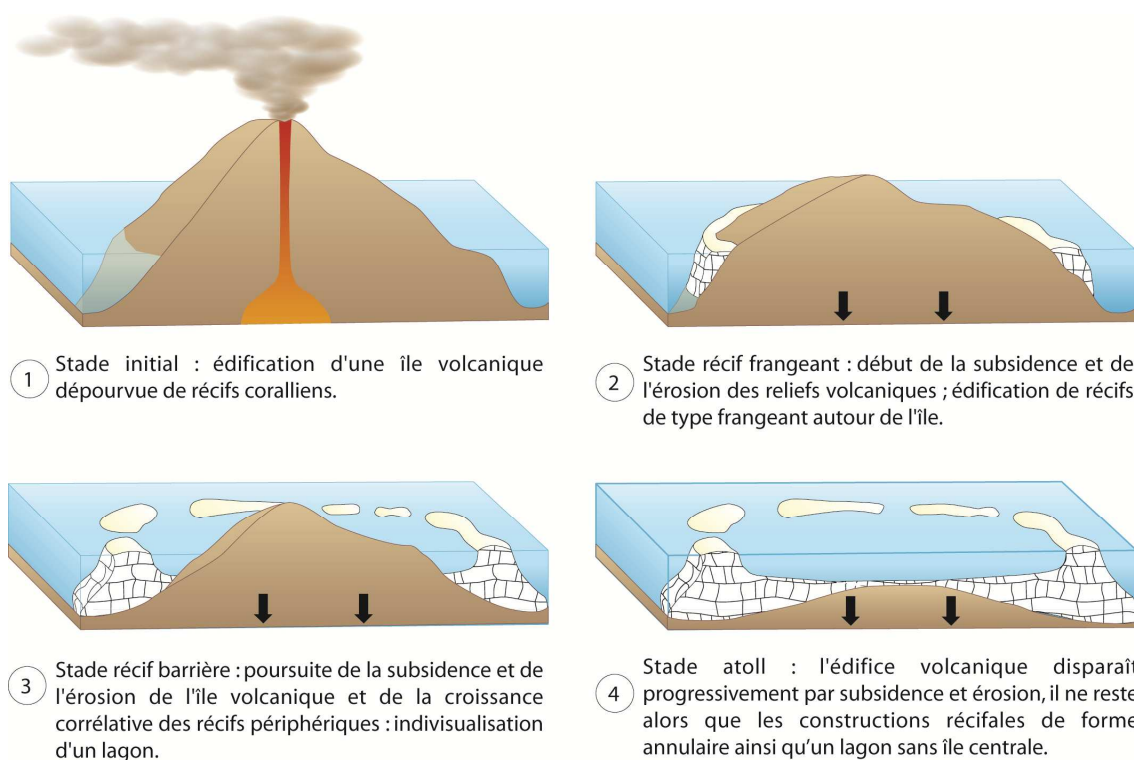


Figure 1.2 : Typologie des structures récifales et série évolutive de l'île haute volcanique sans récif corallien à l'atoll, par suite de la subsidence et de l'établissement des récifs coralliens selon la classification de Darwin (1842).

Les récifs coralliens sont généralement constitués de sédiments carbonatés produits par les différentes espèces de coraux formant l'armature récifale. Cependant les algues

coralliennes, les mollusques, les foraminifères et divers autres organismes peuvent être des contributeurs significatifs au bilan sédimentaire récifal. L'influence biologique sur la géomorphologie des récifs coralliens ne se limite pas uniquement à la production de sédiments carbonatés : les organismes récifaux érodent, transportent, lient et consolident les matériaux détritiques récifaux (Glynn, 1997 ; Spencer et Viles, 2002). Dans les édifices récifaux, les volumes de dépôts biodétritiques tendent à croître par rapport à ceux strictement produits par bioconstruction, avec l'atténuation de l'agitation des eaux. Le passage à haute fréquence des tempêtes et des cyclones limite la formation et le maintien en place de trames bioconstruites, c'est-à-dire de récifs à trames dites primaires, mais il favorise la formation de trames dites secondaires, résultant du remaniement des constructions algo-coralliennes (Montaggioni, 2005).

Le développement des récifs coralliens est contrôlé par un ensemble de facteurs environnementaux diversifiés. Les différences de géomorphologie et de structuration d'un site récifal à l'autre sont essentiellement attribuables aux variations locales dans le comportement du niveau marin, combinées aux spécificités tectoniques et aux conditions hydrodynamiques. (Hopley, 1994 ; McLean et Woodroffe, 1994 ; Kennedy et Woodroffe, 2002 ; Montaggioni, 2005). Les nombreuses études paléo-stratigraphiques réalisées à l'aide de forages sur les différents récifs à travers le monde (voir revue dans Montaggioni, 2005) permettent d'identifier les différentes stratégies de développement et de croissance récifale face à la montée du niveau marin. En fonction de leur localisation et de leur exigence écologique, les bioconstructeurs réussissent avec plus ou moins d'efficacité à suivre la montée du niveau marin, imposant ainsi la diversité de la morphologie des récifs à travers le monde (Kennedy et Woodroffe, 2002 ; Dullo, 2005). Neumann et Macintyre (1985) ont identifié trois différents types de réponse récifale à l'élévation du niveau de la mer (Fig. 1.3). L'accrétion des récifs coralliens peu profonds s'adapte à une montée du niveau marin en maintenant la surface du récif près de ce niveau (récif de type *keep-up*) ou décroche. Dans ce dernier cas, soit les récifs rattrapent la surface de l'eau lorsque la vitesse de montée du niveau marin s'atténue (récifs de type *catch-up*), soit ils s'arrêtent de croître et restent en eau profonde (récif de type *give-up*). Si le niveau de la mer est stable, une fois qu'un récif a atteint le niveau de la mer il peut prograder latéralement et si le niveau de la mer baisse, il peut former un platier récifal émergent (McLean et Woodroffe, 1994).

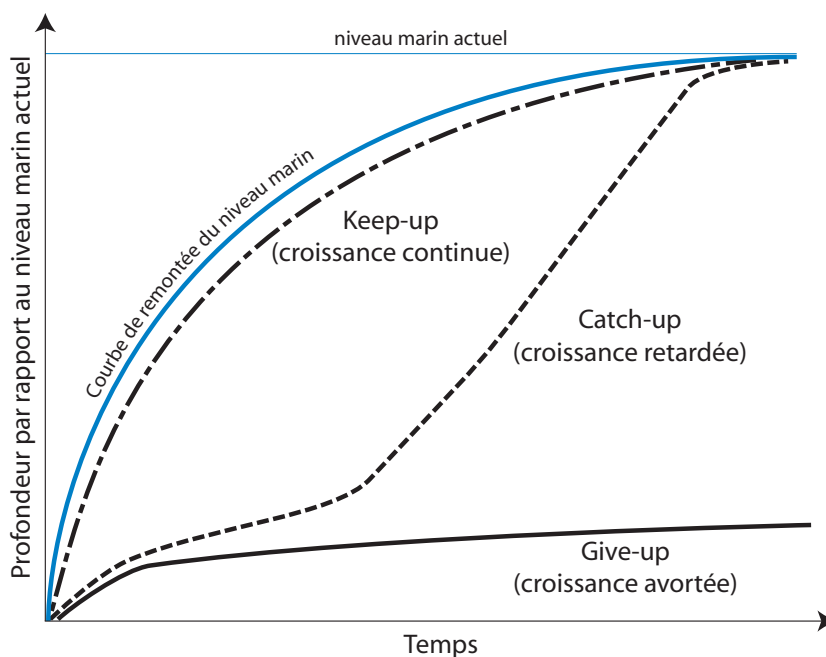


Figure 1.3 : Les différentes stratégies de développement et de croissance récifale face à la montée du niveau marin (d'après [Neumann et Macintyre, 1985](#)).

1.2. Les processus hydrosédimentaires dans les environnements récifaux

Les études portant sur les processus hydrodynamiques dans les environnements récifaux coralliens connaissent depuis plusieurs années une attention croissante. Plusieurs d'entre elles se concentrent sur la circulation des masses d'eau à l'échelle régionale et de l'organisation des flux dans les systèmes récifaux et lagunaires ([Murray *et al.*, 1977](#); [Frith et Mason, 1986](#); [Hearn et Parker, 1988](#); [Wolanski et King, 1990](#); [Kench, 1994](#); [Kench, 1998](#); [Kraines *et al.*, 1998](#); [Yamano *et al.*, 1998](#); [Brinkman *et al.*, 2001](#); [Nadaoka *et al.*, 2001](#); [Angwenyi et Rydberg, 2005](#); [Callaghan *et al.*, 2006](#); [Tamura *et al.*, 2007](#)). Les aspects et les conséquences de la dissipation et de la transformation de l'énergie des vagues incidentes sur les structures récifales ont été également étudiés dans différents cadres géographiques et hydrodynamiques ([Roberts *et al.*, 1977](#) ; [Lee et Black, 1978](#) ; [Young, 1989](#) ; [Hardy *et al.*, 1991](#) ; [Gourlay, 1994](#) ; [Symonds *et al.*, 1995](#) ; [Gourlay, 1996a, 1996b](#) ; [Hardy et Young, 1999](#) ; [Lugo-Fernandez *et al.*, 1998a, 1998b](#) ; [Hearn, 1999](#) ; [Massel et Gourlay, 2000](#) ; [Tartinville et Rancher, 2000](#) ; [Brander *et al.*, 2004](#) ; [Gourlay et Colleter, 2005](#) ; [Lowe *et al.*, 2005](#) ; [Kench et Brander, 2006](#) ; [Kench *et al.*, 2006](#) ; [Samosorn et Woodroffe, 2008](#)).

1.2.1. Dissipation et transformation des vagues

A la différence des plages qui sont généralement caractérisées par des profils en pente douce et des fonds relativement lisses, les récifs coralliens forment souvent une transition brutale entre des eaux profondes et des eaux peu profondes. Les vagues qui arrivent sur les récifs subissent alors des modifications (Fig. 1.4) qui conduisent à la dissipation d'une partie de leur énergie à travers de nombreux processus simultanés et interagissant : la réfraction, la diffraction, le *shoaling*, la friction de fond et le déferlement (Nelson, 1996 ; Massel et Gourlay, 2000 ; Gourlay et Colleter, 2005).

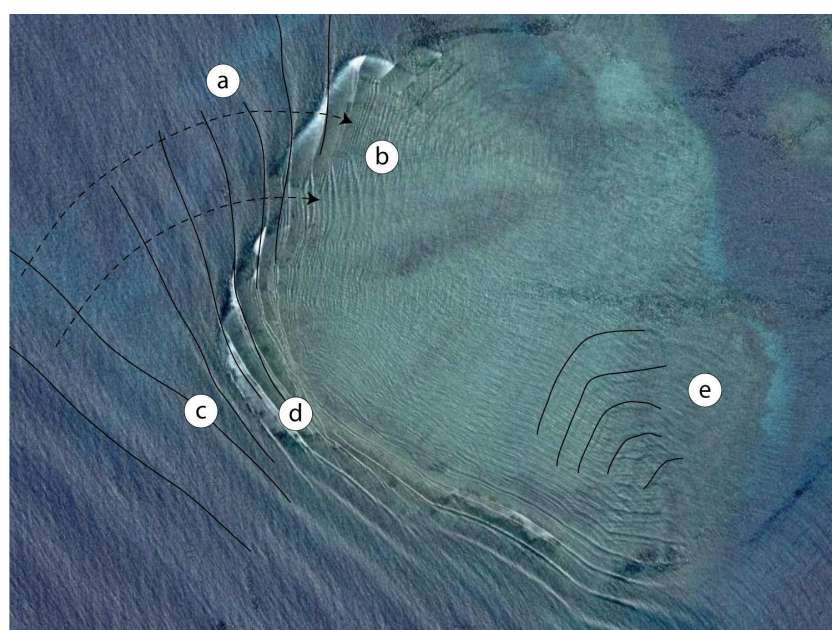


Figure 1.4 : Visualisation des transformations des vagues sur un récif corallien (a) réfraction, (b) libération d'harmonique, (c) *shoaling*, (d) déferlement et (e) diffraction (Récif corallien de la côte sud-ouest de Madagascar à proximité de Tuléar, 23°30'29.90''S – 43°42'55.09''E, Google Earth®).

Les différentes expérimentations conduites sur les récifs coralliens montrent une atténuation très importante de l'énergie des vagues incidentes à travers les plateformes récifales, variant de 77 % à 95 % lors des basses mers à 68-85 % lors des marées hautes (Young, 1989 ; Lugo-Fernandez *et al.*, 1998a, 1998b ; Brander *et al.*, 2004 ; Lowe *et al.*, 2005 ; Kench et Brander, 2006 ; Kench *et al.*, 2006 ; Samosorn et Woodroffe, 2008). Ces études montrent que l'atténuation des vagues est rapide et principalement engendrée par le déferlement des vagues sur le front récifal et les mouvements turbulents subséquents des masses d'eau. Cependant, certaines études (Hearn., 1999 ; Lowe *et al.*, 2005) ont montré que

les processus de déferlement n'étaient pas entièrement responsables de la réduction de l'énergie des vagues. En effet, la majorité des platiers récifaux sont habituellement peu profonds, généralement pas plus de quelques mètres d'eau, les vagues se propageant à travers le platier récifal vont alors dissiper des quantités significatives d'énergie par friction sur le fond (Fig. 1.5).

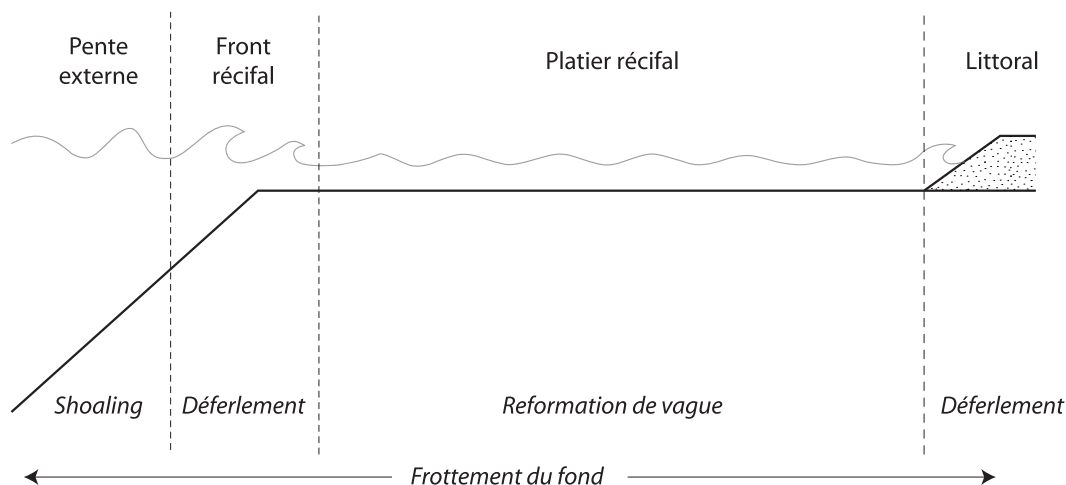


Figure 1.5 : Zonation schématique d'un récif et des processus de transformations des vagues associés. Différents processus de transformation des vagues peuvent être identifiés à travers la plateforme récifale : les vagues sont affectées par les effets de propagation et de *shoaling* au niveau de la pente externe ; le déferlement au niveau du front récifal ; les vagues se reforment à la surface du platier récifal et enfin les vagues reformées déferlent de nouveau sur les plages et autres littoraux. La modification des caractéristiques des vagues par la résistance engendrée par le frottement du fond se produit sur l'ensemble du profil.

L'intensité de cette friction, engendrée par la modification des mouvements orbitaux des vagues sur la surface des platiers récifaux, sera en grande partie dépendante des caractéristiques et de la structuration des divers assemblages coralliens et sédimentaires présents à la surface des platiers récifaux (Hearn *et al.*, 2001 ; Lowe *et al.*, 2005). Ces différents travaux mettent également en lumière le rôle déterminant des variations de la hauteur d'eau sur la dissipation de l'énergie des vagues incidentes (Fig. 1.6). La diminution de la profondeur d'eau cause une migration du point de déferlement ainsi qu'un abaissement des niveaux d'eau sur les structures récifales (les surfaces récifales matures atteignent une croissance verticale limitée à proximité des basses mers de vives-eaux moyennes). Le déferlement, la friction de fond et par répercussion l'atténuation de l'énergie des vagues sont

alors intensifiés et par conséquent la hauteur des vagues est réduite à travers l'ensemble du profil récifal, que se soit dans des environnements mésotidaux (Brander *et al.*, 2004 ; Kench et Brander, 2006 ; Samosorn et Woodroffe, 2008) ou microtidaux (Lugo-Fernandez *et al.*, 1998a , 1998b, Lowe *et al.*, 2005 ; Kench et Brander, 2006). Ainsi, la majeure partie de l'énergie des vagues est dissipée au front externe des récifs à marée basse, alors que lors des hautes mers, les profondeurs d'eau générées sur les surfaces récifales permettent la propagation d'une partie plus ou moins importante de l'énergie des vagues à travers les récifs en fonction des caractéristiques du marnage et des vagues océaniques incidentes.

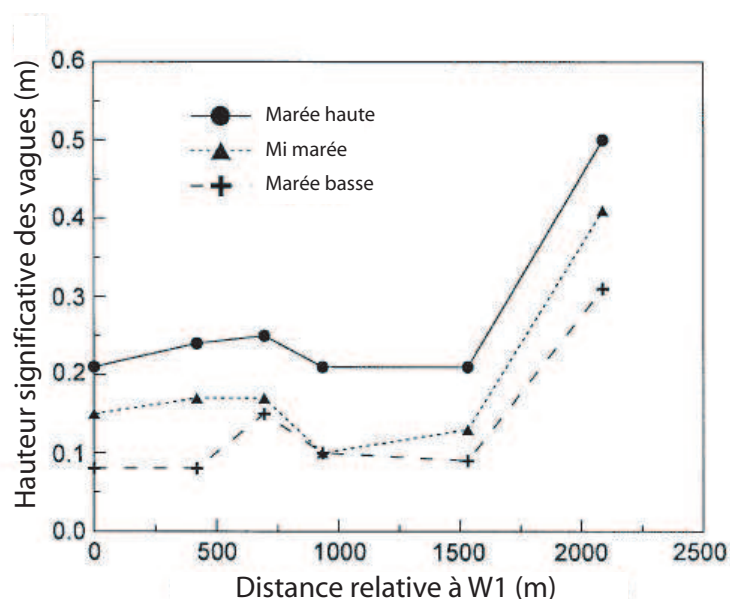


Figure 1.6 : Effets de la marée sur la hauteur des vagues. W1 est l'appareil de mesure le plus éloigné du front récifal (d'après Kench et Brander, 2004).

Les conséquences des fluctuations du niveau d'eau ne sont pas limitées uniquement à l'atténuation de l'énergie. Plusieurs expérimentations ont démontré que les niveaux d'eau affectent les caractéristiques spectrales et le types de vagues se propageant à travers le profil récifal (Brander *et al.*, 2004 ; Kench et Brander, 2006, Samosorn et Woodroffe, 2008, Kench *et al.*, 2009). Ces études montrent que les spectres d'énergie durant les périodes de basses mers étaient dominés par des vagues de périodes courtes (0-3s), alors que pendant les hautes mers les vagues de périodes plus longues (3-8s) étaient prépondérantes. Ces dernières seraient filtrées lors des basses mers.

1.2.2. Influence de la morphologie récifale sur les processus hydrodynamiques

La structure morphologique et la géométrie influence énormément l'hydrodynamique et les processus de transport sédimentaire subséquents. La variabilité de la topographie, de la géométrie, des caractéristiques morphologiques, de l'élévation, de la rugosité des récifs et la présence d'un lagon, combinées aux fluctuations du niveau d'eau, sont les principaux facteurs qui gouvernent les processus hydrodynamiques. [Kench et Brander \(2006\)](#) ont démontré que la géométrie récifale influence significativement l'énergie hydrodynamique disponible sur les platiers récifaux et les littoraux adjacents, les platiers récifaux plus larges dissipant une plus grande quantité de l'énergie des vagues. [Brander et al. \(2004\)](#) ont également montré que les structures récifales plus larges permettent la génération de vagues de fetch court. Les différences de l'atténuation d'énergie sont en fin de compte sous l'influence d'une interaction entre la morphologie et un ensemble de conditions hydrodynamiques régulées par cette morphologie ([Daly et Brander, 2006](#)). [Kench et Brander \(2006\)](#) ont proposé un indice basé sur les facteurs critiques de contrôle décrivant l'activité géomorphologique des récifs. Les valeurs les plus hautes indiquent des récifs étroits et profonds qui sont géomorphologiquement actifs, alors que les valeurs inférieures signalent des récifs larges, peu profonds et une moindre activité géomorphologique. Cet indice permet également de démontrer qu'avec l'augmentation des paramètres géométriques, la capacité des récifs à dissiper et transformer l'énergie des vagues s'accroît. En se fiant sur les niveaux d'activation du transport sédimentaire prédéterminée et l'interaction entre l'atténuation de l'énergie des vagues, le niveau d'eau et la géométrie récifale, il met en évidence l'importance du rôle de la géométrie récifale sur l'hydrodynamisme et les processus sédimentaires à travers les structures récifales et sur les littoraux adjacents ([Daly et Brander, 2006](#)).

1.2.3. Transport sédimentaire

Les récifs coralliens constituent une importante source de sédiments bioclastiques dont une partie est exportée vers l'arrière récif et les littoraux adjacents ([Roberts, 1989 ; Calhoun et Field, 2002 ; Hart et Kench, 2007](#)). A ces sédiments carbonatés se rajoutent pour les récifs frangeants une plus ou moins grande quantité de sédiments terrigènes originaire des terres environnantes ([Kennedy et Woodroffe, 2002 ; Presto et al., 2006](#)). Les processus physiques et hydrodynamiques décrits précédemment déterminent la dynamique sédimentaire dans les environnements récifaux coralliens. Les mouvements des masses d'eau engendrés par les

vents, les marées et les vagues sont les principaux processus influençant le transport des sédiments biodétritiques et/ou terrigènes sur les récifs et dans les lagons (Murray *et al.*, 1977 ; Kench, 1994 ; Kench, 1998 ; Yamano *et al.*, 1998 ; Angwenyi et Rydberg, 2005 ; Tamura *et al.*, 2007). Brander *et al.* (2004) ont suggéré que le potentiel d'entraînement sédimentaire à travers une plate-forme récifale diminue vers le rivage et que le transport sera probablement plus actif pendant les hautes mers de vives-eaux lorsque la dissipation des vagues est plus faible. Durant les conditions d'énergies modales qui se produisent la majorité du temps, les surfaces des structures récifales sont géomorphologiquement inertes. D'après ces auteurs les variations des niveaux d'eau et la dissipation subséquentes de l'énergie des houles incidentes au front récifal influencent énormément le temps où les vagues d'énergie suffisante sont capables d'exercer une action géomorphologique sur la plate-forme récifale.

Dès lors, les changements significatifs de la production sédimentaire, du taux de transport et du budget sédimentaire des littoraux récifaux sont probablement dépendants des conditions d'énergies extrêmes telles que des tempêtes. Storlazzi *et al.* (2004) et Storlazzi et Jaffe (2008) démontrent également que le transport et la suspension des sédiments sont au maximum lors des marées hautes en raison des contraintes de cisaillement plus importantes produites sur le fond sédimentaire par les vagues. Lorsque la marée descend, la force relative des processus de cisaillement diminue et la suspension et le transport des sédiments sont diminués (Fig. 1.7). Ogston *et al.* (2004) et Presto *et al.* (2006) ont étudié la distribution et la répartition spatiale et temporelle des sédiments en suspension sur un récif frangeant. Ils ont mis en évidence l'importance de la force et de la direction des vents dominants par rapport à l'orientation du trait de côte et de l'élévation tidale dans la remise en suspension et le transport des sédiments. Par exemple Presto *et al.* (2006) démontrent, en raison de la mise en évidence d'un gradient transversal bien défini dans le pourcentage de carbonate de calcium des sédiments en suspension, que le mélange et le transport sédimentaire transversal est limité sur le récif étudié.

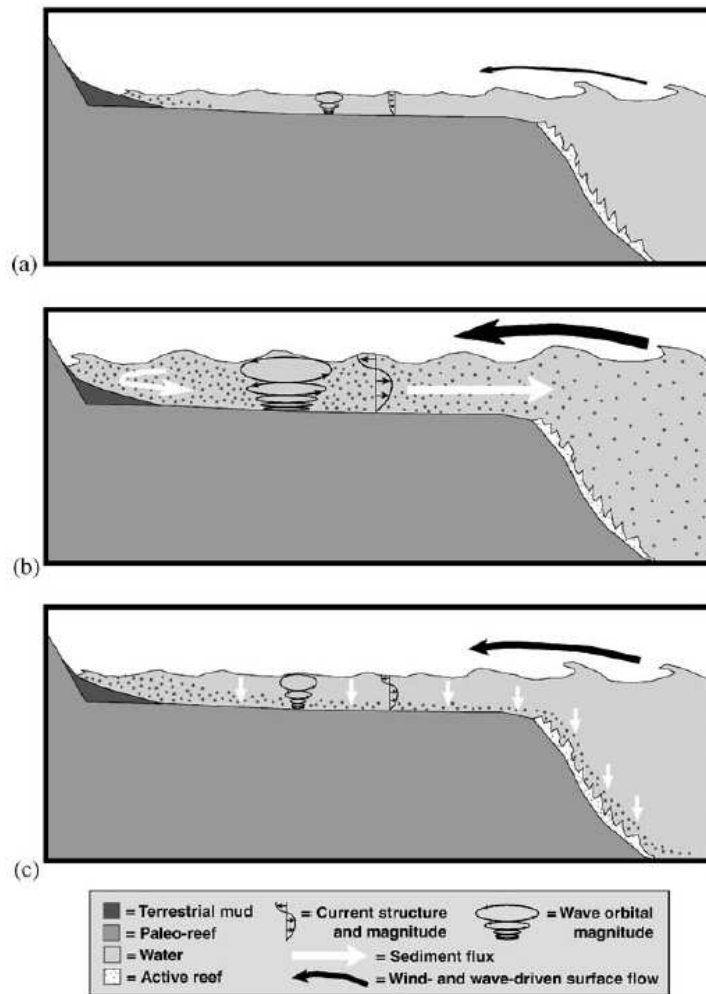


Figure 1.7 : Schéma conceptuel des processus sédimentaires pour un récif frangeant (Storlazzi *et al.*, 2004). (a) Marée basse et montante : lors des basses mers, une très faible partie de l'énergie des vagues océanique se propage sur le récif (flèche noire) et les vagues engendrés par les vents sur le platier sont petites. Un flux *onshore* uniforme s'établit dans la colonne d'eau. Ces conditions ne génèrent pas un cisaillement assez important pour mettre en suspension les sédiments et les masses d'eau qui arrivent circulent sur le platier sont claires. Marée haute et descendante : à marée haute, une part plus conséquente de l'énergie des vagues océaniques se propage sur le platier récifal (flèche noire), une plus grande quantité d'eau superficielle est entraînée sur le récif en raison du déferlement des houles. Les vagues engendrées par les vents sur le platier peuvent atteindre une hauteur plus importante en raison des profondeurs plus importantes sur le récif. Ces conditions génèrent un fort cisaillement qui met en suspension une grande quantité de sédiments. En conjonction avec la marée descendante, les flux de retour de fond, qui équilibrent le phénomène de *set-up* généré par les vagues, entraînent les particules sédimentaires en dehors du récif sur le front récifal et la pente externe (flèches blanches). Fin de la marée descendante : la marée basse engendre une diminution de la propagation de l'énergie des houles océaniques sur le récif (flèche noire) et des hauteurs des vagues générées par les vents sur le platier en raison des faibles profondeurs d'eau. Les plus faibles énergies et l'absence de courants tidaux provoquent le dépôt des particules sédimentaires préalablement remises en suspension (flèche blanche).

1.2.4. Implications morphodynamiques

Le développement géomorphologique des récifs et des littoraux adjacents sont principalement commandés par les caractéristiques des vagues, les niveaux d'eau et les variations de la morphologie récifale elle-même. L'importance de ces processus est si grande qu'ils peuvent être considérés comme un système sub-morphodynamique (Woodroffe, 2000 ; Daly et Brander, 2006). Chaque composant influence et est sous l'influence des autres, tant sur le court que sur le long terme. Les trois composants (morphologie, niveau d'eau et caractéristiques des vagues) alimentent les processus de transport sédimentaire, qui à leur tour influencent le système récifal (Fig. 1.8).

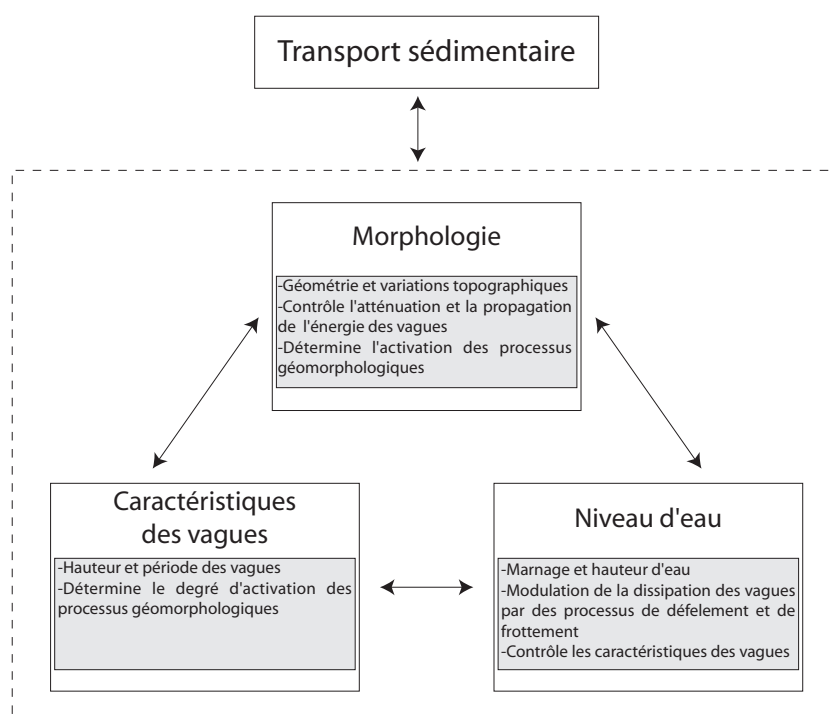


Figure 1.8 : Schéma conceptuel des interactions sub-morphodynamiques qui contrôlent les processus hydrosédimentaires dans les environnements récifaux (d'après Daly et Brander, 2006 modifié).

Au final, c'est l'énergie résiduelle des vagues océaniques incidentes qui arrive à se propager à la surface des récifs coralliens qui sera déterminante pour l'activation des processus géomorphologiques récifaux et côtiers. L'évolution et la dynamique des littoraux seront donc fortement dépendantes des caractéristiques des structures récifales amont et des conditions hydrodynamiques rencontrées (Daly et Brander, 2006 ; Kench et Brander, 2006).

1.3. Les récifs coralliens de Mayotte

Avec une superficie de près de 1500 km² et environ 270 km² de structures récifales, le lagon et le réseau de récifs de Mayotte représentent une des formations récifales les plus grandes et les plus variées de l'océan Indien. Il constitue un intérêt patrimonial majeur avec, outre sa grande diversité spécifique, des singularités géomorphologiques et des paysages marins et côtiers diversifiés, des vasières à mangroves qui bordent le littoral aux récifs barrières du large. L'ensemble de ces habitats soutiennent une extraordinaire biodiversité. A l'échelle de Mayotte, l'environnement littoral et lagunaire abrite environ 600 espèces de poissons, 254 espèces de coraux durs, plus de 530 espèces de mollusques, 270 espèces d'algues, 5 des 7 espèces mondiales de tortues marines, et 22 espèces de mammifères marins (30% des espèces mondiales). Au total, ce sont plus de 2300 espèces qui peuplent les côtes et le lagon mahorais (Rolland *et al.*, 2005 ; Dinhut *et al.*, 2008), et ce nombre ne cesse de croître avec la poursuite du recensement de la biodiversité lagunaire qui demeure mal connue.

1.3.1. Origine et édification des récifs coralliens de Mayotte

Les récifs coralliens de Mayotte ont évolué et évoluent au rythme de l'enfoncement et de l'érosion des édifices volcaniques (Fig. 1.2), des bilans de production carbonatée des organismes récifaux et des variations du niveau marin. L'âge des premiers récifs autour de Mayotte n'est pas déterminé en raison de l'absence de forages qui couvriraient l'ensemble de l'épaisseur du récif barrière jusqu'au soubassement basaltique ; néanmoins, il est admis que ces premiers récifs serait âgés de plusieurs centaines de milliers d'années (Thomassin, 1999a ; Audru *et al.*, 2006). Les premiers récifs mahorais auraient été de type frangeant d'après la théorie de Darwin (1842), puis avec la subsidence des édifices volcaniques, ils ont été progressivement séparés des côtes, devenant ainsi des récifs barrières en délimitant un lagon de plus en plus large et profond. Le taux moyen de subsidence de Mayotte est évalué à 0,20-0,25 mm.an⁻¹ résultant en une subsidence totale de 4-5 m durant les derniers 20 ka (Camoïn *et al.*, 1997, 2004). Parallèlement à la subsidence de l'île, les récifs auraient évolué en fonction des fluctuations du niveau marin durant le Pléistocène et l'Holocène avec, lors des périodes glaciaires, un arrêt de leur croissance conjugué à des phases d'érosion et des périodes interglaciaire propices à leur édification (Thomassin, 1999a ; Zinke, 2000). Ces cycles glaciaire-interglaciaire intervenus durant le Pléistocène semblent être un facteur prépondérant pour expliquer la formation des récifs et leurs morphologies.

L'évolution des récifs et du lagon, durant le dernier cycle glaciaire et la transgression holocène, est beaucoup mieux renseignée avec de nombreuses études basées sur l'analyse d'échantillons coralliens collectés sur la pente externe en utilisant un submersible et des carottes forées dans le récif barrière de Pamandzi (Colonna *et al.*, 1996. ; Camoin *et al.*, 1997 ; Dullo *et al.*, 1998 ; Camoin *et al.*, 2004), ainsi que des carottages des fonds sédimentaires lagunaires (Elmoutaki *et al.*, 1992 ; Zinke *et al.*, 2003a, 2003b).

Lors du dernier maximum glaciaire de 26 000 ans BP, le lagon et les récifs sont exondés, entraînant la création des passes et des systèmes karstiques qui ont pu être observés sur la pente externe des récifs barrières par submersible à -150 ± 5 m (Dullo *et al.*, 1998). Entre 18,2 et 13,6 ka BP, le taux de la remontée du niveau marin est d'environ 5 mm/an, mais après 11,6 ka BP, le taux atteint 17,5 mm/an et l'ennoiement progressif du lagon reprend par les passes avec l'établissement de mangroves sur les fonds alors émergés du lagon (Elmoutaki, *et al.* 1992 ; Zinke *et al.*, 2003a). Entre 11 et 9.6 ka BP, le taux augmente jusqu'à environ 19 mm/an (Dullo *et al.*, 1998 ; Zinke, 2000). La remontée du niveau marin diminue à un taux d'environ 6 mm/an entre 9,6 et 7 ka BP (Zinke *et al.*, 2003a) ; le platier pléistocène fossile est alors recouvert et l'édification de la barrière récifale holocène commence sur celui-ci, associée à une rapide croissance verticale des récifs de 8 mm/an (Camoin *et al.*, 1997, 2004). Après 7 ka BP la hausse du niveau marin et l'accrétion récifale diminuent à un taux de 1 mm/an permettant aux récifs de se structurer avec la stabilisation du niveau marin aux environs de 2,5 ka BP et l'arrêt de la croissance verticale des récifs à $1,5 \text{ ka} \pm 0,1 \text{ BP}$

(Camoin *et al.*, 2004 ; Zinke *et al.*, 2003b). Ces différentes études montrent que la croissance verticale du récif barrière de Mayotte a suivi la courbe de remonté du niveau marin (Fig. 1.9), croissance de type *keep-up* selon la classification de Neumann et Macintyre (1985).

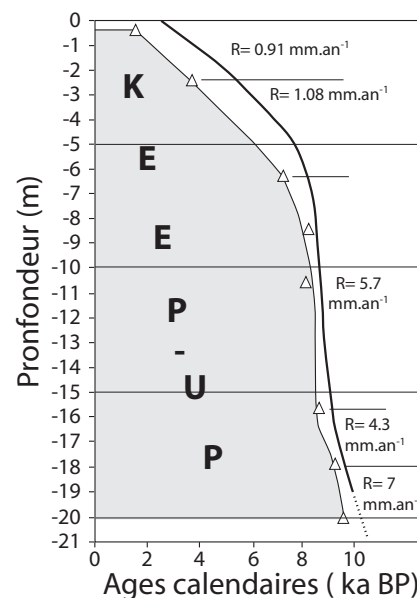


Figure 1.9: Courbe de remontée du niveau marin à Mayotte (ligne noire) et croissance récifale associée (triangle) (d'après Camoin *et al.*, 2004).

1.3.2. Les récifs frangeants

Les récifs frangeants (*fringing reef*), large de 50 à 800 m selon les sites, ceinturent l'ensemble de l'île et les différents îlots de Mayotte sur un linéaire de 160 km (Porcher *et al.*, 2002). Ils sont parfois interrompus à l'embouchure des rivières les plus importantes, en fond de baies, laissant alors place à un milieu essentiellement vaseux. D'un point de vue géomorphologique, les récifs frangeants peuvent être décomposés, du trait de côte vers le large, en trois entités principales: le platier, le front récifal et la pente externe (Fig. 1.10).

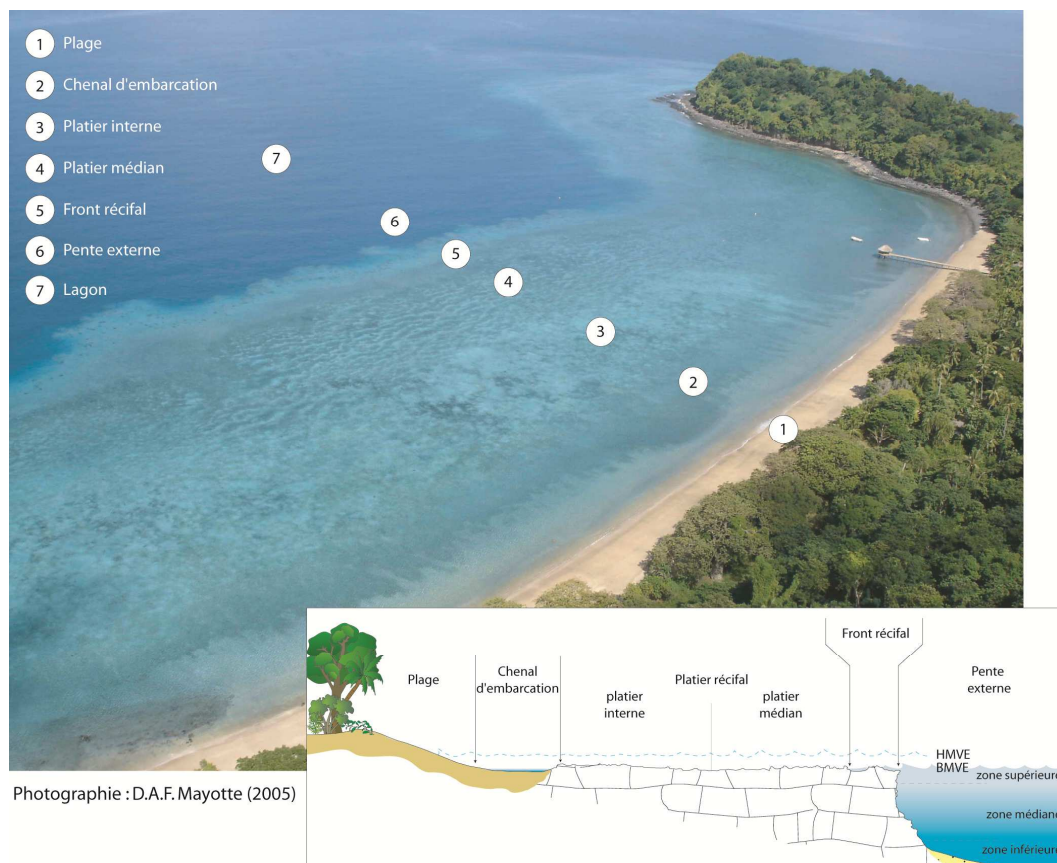


Figure 1.10 : Photographie et coupe transversale d'un récif frangeant (Plage de N'gouja, sud de Mayotte. Photographie R. Rolland).

Le platier récifal (*reef flat*) constitue une zone sub-horizontale plus ou moins large, le plus souvent totalement émergée (de 20 à 25 cm) aux basses mers de vives-eaux. Il est généralement constitué d'une dalle, recouverte d'accumulations sédimentaires constituées de matériaux d'origine terrigène et/ou biodétritique en fonction de sa localisation géographique (cap ou baie), de son exposition aux agents hydrodynamiques et de l'importance des bassins versants adjacents. Le platier peut être localement colonisé par des herbiers de phanérogames marines (Guerniou et Nicet, 2001 ; Loricourt, 2005). Le platier des récifs frangeants peut être

lui-même divisé en deux zones distinctes, le platier interne et le platier médian. Le platier interne (*inner reef flat*) est dominé par des peuplements massifs de *Porites* en forme de micro-atolls. Parfois ces peuplements font place vers le littoral à un chenal d'embarcation (*boat channel*) délimitant la plage ou la mangrove et le récif frangeant proprement dit. Ce chenal large d'une cinquantaine de mètres est recouvert de sédiments sablo-vaseux. Il est en légère dépression (50-60 cm) par rapport au reste du platier récifal (Fig. 1.10). Le platier médian (*mid-reef flat*) est composé d'un épandage de débris et blocailles coralliens recouvert d'un feutrage algal et parfois cimenté par des algues calcaires (Wickel et Thomassin, 2005).

Le front récifal (*reef front*) se trouve dans la continuité du platier à accumulation détritique, à une profondeur similaire ou légèrement moindre. Ce front se présente sous la forme d'une frange riche en colonies coralliennes, vivantes et diversifiées (*Porites*, *Acropora*, *Goniastrea* dominants) (Porcher *et al.*, 2002 ; Quod *et al.*, 2006). Il s'agit de la zone du récif frangeant où la bioconstruction est la plus active en raison de l'hydrodynamisme et de l'oxygénation plus important lié au déferlement des vagues lagunaires lors des basses mers. Le substrat, en rapport avec l'hydrodynamisme assez fort, y est habituellement grossier (sable, débris coralliens) ou induré (dalle calcaire). Ce front montre un aspect ondulé, formant des rentrants et des avancées de quelques centaines de mètres (au droit des vallons ou des crêtes) caractéristiques des récifs de mode calme (Thomassin *et al.*, 1998).

Enfin la pente externe assure la transition (entre 0 et 30 m de profondeur environ) entre le récif frangeant et le lagon. Elle comprend une partie supérieure de transition généralement caractérisée par un encorbellement, d'une partie médiane au tombant sub-vertical et d'une partie inférieure avec une pente plus faible (talus sédimentaire avec pâtés de corail) (Porcher *et al.*, 2002).

1.3.3. Les récifs barrières

1.3.3.1. Caractéristiques et répartition

Le récif barrière (*barrier reef*) de Mayotte, du type « rubané » (*ribbon reef*) (Thomassin *et al.*, 1989) s'étend sur 157 km (197 km en comptant le banc de l'Iris) et ceinture la totalité de l'île. Il n'est cependant pas homogène sur l'ensemble de sa longueur. Il comprend deux secteurs où il est continu, le premier dans le sud et le second dans l'est et le nord-est. Le reste de la barrière est composé d'alignements de récifs plus petits qui présentent des morphologies plus diversifiées selon leur stade de structuration. Entre ces éléments, existent des portions de barrière submergées en phase de croissance verticale active

(Thomassin, 1984 ; Coudray *et al.*, 1985). Ces secteurs moins continus sont localisés dans le sud-est, où le récif barrière est modérément morcelé, dans l'ouest où il est très morcelé et parfois assez fortement immergé et dans le nord et le nord-ouest où il est faiblement caractérisé.

Les deux sections de récifs barrières continus ont une longueur de 35 km pour celle du nord-est et de l'est (ensemble Grand Récif du Nord-est/Récif de Pamandzi), entre la passe de Mtsamboro et la passe Longogori (plus connue sous le nom de passe en S) et de 31 km pour celle du sud (Récif du Sud), entre la passe Sazilé du Sud et la passe aux Bateaux. Ces récifs barrières ne comportent aucune passe sur toute leur longueur, mais seulement, des abaissements de quelques dizaines de mètres de large où la profondeur d'eau n'excède pas quelques mètres aux basses mers : ces abaissements sont qualifiés de « fausse passe ». Si ces récifs ont le trait commun d'être continus, ils n'ont cependant pas les mêmes caractéristiques morphologiques, notamment la largeur de leurs platiers (Fig. 1.11). Le platier du Récif du Nord-est est relativement plus large (1 à 2 km) que celui du Récif du Sud (0,5 à 1,5 km). La quasi-totalité des platiers de ces deux récifs continus est généralement émergée lors des basses mers de vives-eaux ou recouverte de quelques centimètres d'eau.

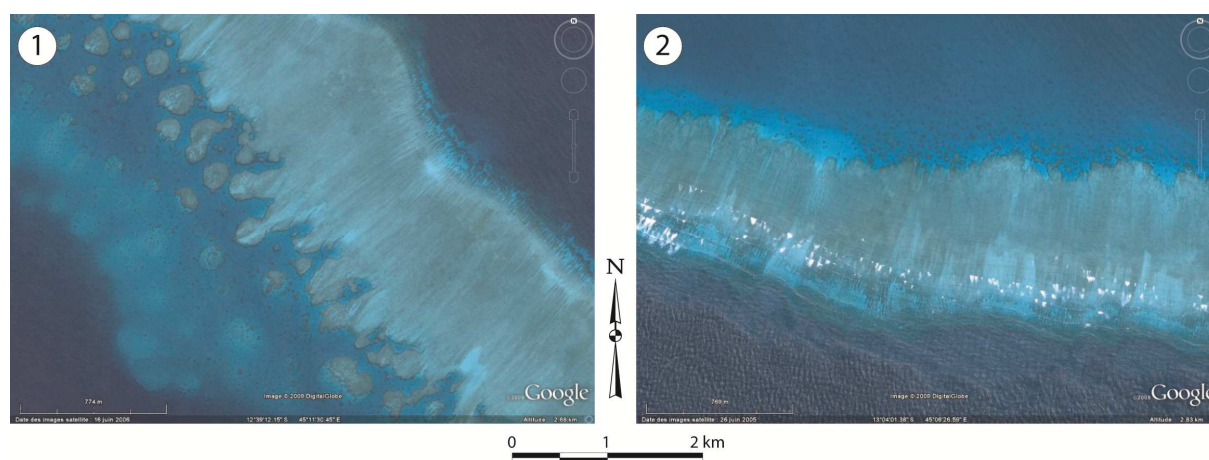


Figure 1.11 : Différences morphologiques entre les deux récifs barrières les plus longs de Mayotte : (1) Récif du Nord-est ($12^{\circ}39'01.48''S$ – $45^{\circ}11'39.18''E$) et (2) Récif du Sud ($13^{\circ}04'01.79''S$ – $45^{\circ}06'17.15''E$). Le récif du Nord-est est plus large (1 à 2 km) que le Récif du Sud (0,5 à 1,5 km). La pente interne du Récif du Nord-est est caractérisée par des pâtés coralliens plus massifs (100 à 150 m) que ceux présents sur la pente interne du Récif du Sud (5 à 20 m), Images Google Earth® 2006.

Dans le sud-est, entre la passe Longogori et la passe Sazilé du Sud, la barrière est fractionnée en plusieurs récifs, dont les principaux sont le récif Hajangoua, le récif Bandrélé, le récif Bambo et le récif du Sable Blanc. Entre les récifs Bandrélé et Bambo, la barrière est

immergée sous plusieurs mètres d'eau aux basses mers sur environ 2 km de long. Le récif barrière ouest est beaucoup plus morcelé que celui du sud-est. Cependant, il l'est différemment selon le secteur considéré. Dans sa partie sud, ce récif barrière occidental est encore assez similaire à celui du sud-est avec une succession de récifs entrecoupés de zones plus profondes. Il comprend trois éléments individualisés par la passe aux Bateaux, la passe Bouéni et la passe Sada. De même dans sa partie nord, de part et d'autre de la passe Choazil, le récif a une relative continuité avec les mêmes caractéristiques d'alternance avec des récifs affleurant et immergés aux basses mers (Fig. 1.14). C'est dans la partie centre-ouest que la barrière présente sa plus grande discontinuité, avec une brèche longue de 13 km, où alternent des récifs assez vastes, épars et couverts de 6 à 10 mètres d'eau aux basses mers et de larges espaces couverts de 25 à 40 mètres d'eau où le fond est le plus souvent accidenté de pinacles coralliens juxtaposés (Guilcher, 1965, Porcher *et al.*, 2002). La partie nord de cet espace confus est appelée Grande Passe de l'Ouest. On rencontre également ce type de structures très irrégulières au nord (de l'îlot Mtsamboro au Récif du Nord) mais les fonds caractéristiques de ce secteur sont peu connus.

Le récif barrière de Mayotte est entrecoupé de plusieurs passes, remarquables dans leur diversité. On peut compter onze passes individualisées auxquelles s'ajoutent quatre fausses passes à travers le Récif du Sud et le Grand Récif du Nord-est et deux passages larges et mal délimités (Grande Passe de l'Ouest, et entre l'îlot Mtsamboro et le récif Nord). Les passes se distinguent par leur profondeur (jusqu'à 60-80 m), leur morphologie et par la présence ou non d'une barre corallienne à leur entrée extérieure (Guilcher *et al.*, 1965 ; Porcher *et al.*, 2002).

1.3.3.2. Zonation et morphologie

Les récifs barrières continus peuvent être divisés en trois parties : la pente externe, le platier et la pente interne (Fig. 1.12). La pente externe (*outer reef slope*) a une forte déclivité ; elle est soumise à un fort hydrodynamisme du fait du déferlement des vagues océaniques. Sa partie supérieure comporte, perpendiculairement au front récifal, une alternance de crêtes ou éperons colonisés par de nombreuses espèces de coraux et de sillons couverts de blocs et débris qui se développent jusqu'à une profondeur de 20 m (Thomassin, 1999b). Elle se poursuit par un tombant externe plus ou moins vertical et par une pente plus douce à accumulation biodétritique se terminant à -50 m (Masse *et al.*, 1989).

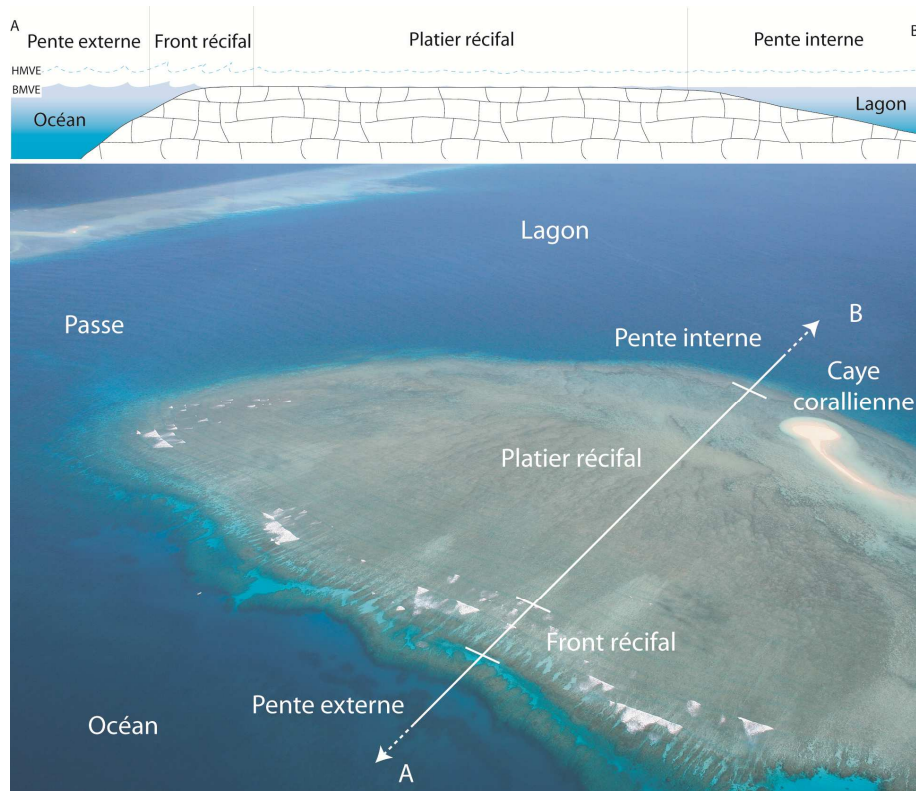


Figure 1.12: Photographie et coupe transversale d'une portion du récif barrière de Mayotte, Récif du Sable Blanc et en arrière plan Récif du Sud (sud-est de Mayotte). Cliché réalisé à marée descendante en mars 2008. Le déferlement des vagues océaniques est bien visible au niveau du front lagonaire.

Le platier (*reef flat*) est une plate-forme subhorizontale dont la partie sommitale émerge lors des basses mers de vives-eaux. Il peut être divisé en deux zones : le platier externe et le platier interne. Le platier externe, encore soumis à un fort hydrodynamisme, se caractérise à Mayotte, comme dans la majeure partie de l'océan Indien, par l'absence de crête algale (Guilcher, 1988). Il est formé à proximité de la pente externe par de nombreuses colonies coralliennes plus ou moins dispersées, puis d'une dalle calcaire, pratiquement à nue en saison chaude et couverte d'algues à *Turbinaria* et *Sargassum* en saison fraîche (Porcher *et al.*, 2002). Le platier interne est très variable ; il peut être constitué (1) d'une alternance d'alignements transversaux (stries) formés par des bandes de colonies coralliennes et de couloirs d'éléments détritiques, (2) d'épandages sédimentaires à faible recouvrement corallien, (3) d'une dalle corallienne couverte d'algues de *Padina* et *Turbinaria sp.*, ou (4) de grands herbiers à *Thalassodendron ciliatum* dominant (Guilcher *et al.*, 1965 ; Gabrié *et al.*, 1998 ; Quod et Nicet, 2006). On peut noter par endroits la présence d'une levée détritique de ballast corallien en limite avec le platier externe ainsi que quatre cayes coralliennes. Toutes ces cayes sont immatures, inconsolidées, apparemment dépourvues de beachrock et

submergées aux pleines mers de vives-eaux (Guilcher, 1971). Elles sont situées à proximité de discontinuités dans le récif barrière comme celle de chaque côté de la passe Sazilé du Sud (Fig. 1.12). La pente interne (*inner slope*) raccorde le platier du récif barrière aux fonds sédimentaires du lagon. Le platier descend lentement sur une centaine de mètres jusqu'à 3 ou 4 m de profondeur et plus rapidement ensuite sur 50 m jusqu'à des fonds de 10-15 m (Guilcher *et al.*, 1965). Cette pente est constituée d'accumulations sédimentaires (sable corallien pouvant former des dunes hydrauliques) associées à des pâtés coralliens (*coral patches*) dispersés, subcirculaires et individualisés. Les dimensions de ces pâtés coralliens sont variables. Ils ont un diamètre de 5 à 20 m sur la pente interne du Récif du Sud, alors que sur celle du Grand Récif du Nord-est ils sont beaucoup plus massifs, leur diamètre atteignant 100 à 150 m (Fig. 1.11).

1.3.4. Le lagon de Mayotte et les récifs internes

Les caractéristiques et la morphologie du lagon de Mayotte sont très variables d'un secteur à l'autre. Il est plus profond et plus large à l'ouest (60 m de profondeur moyenne, 80 m au plus profond, jusqu'à 15 km de large) qu'à l'est (30 m de profondeur moyenne, 60 m au plus profond, 3 à 9 km de large). Le fond du lagon présente une pente générale vers Mayotte, de sorte que les plus grandes profondeurs sont rencontrées aux abords de l'île. Par conséquent, le long du littoral, les fonds descendent rapidement jusqu'à 40 et 50 m ; la pente est particulièrement abrupte au niveau des caps et de certaines portions de la côte, alors qu'elle s'adoucit au niveau des grandes baies et/ou des embouchures des rivières importantes. La morphologie du fond lagonaire peut être marquée par la présence de gradins de failles (avec des rejets pouvant atteindre 25 m dans le sud ; Stieltjes, 1988), de reliefs karstiques donnant des dépressions à flancs raides et à fond plat (dans l'ouest en particulier), de vallées sous-marines à versants en V, souvent sinueuses, prolongeant généralement les vallées terrestres et aboutissant aux passes (Fig. 1.13). L'origine de ces vallées sous-marines et des dépressions est expliquée par l'exondation du lagon et des récifs lors du dernier maximum glaciaire au cours de laquelle le niveau marin est descendu jusqu'à 145 m en dessous du niveau actuel. Les cours d'eau existants ont alors entaillé le lagon émergé créant les canyons, les vallées et les passes du récif barrière (Guilcher *et al.*, 1965 ; Camoin *et al.*, 1997 ; Dullo *et al.*, 1998 ; Camoin *et al.*, 2004).

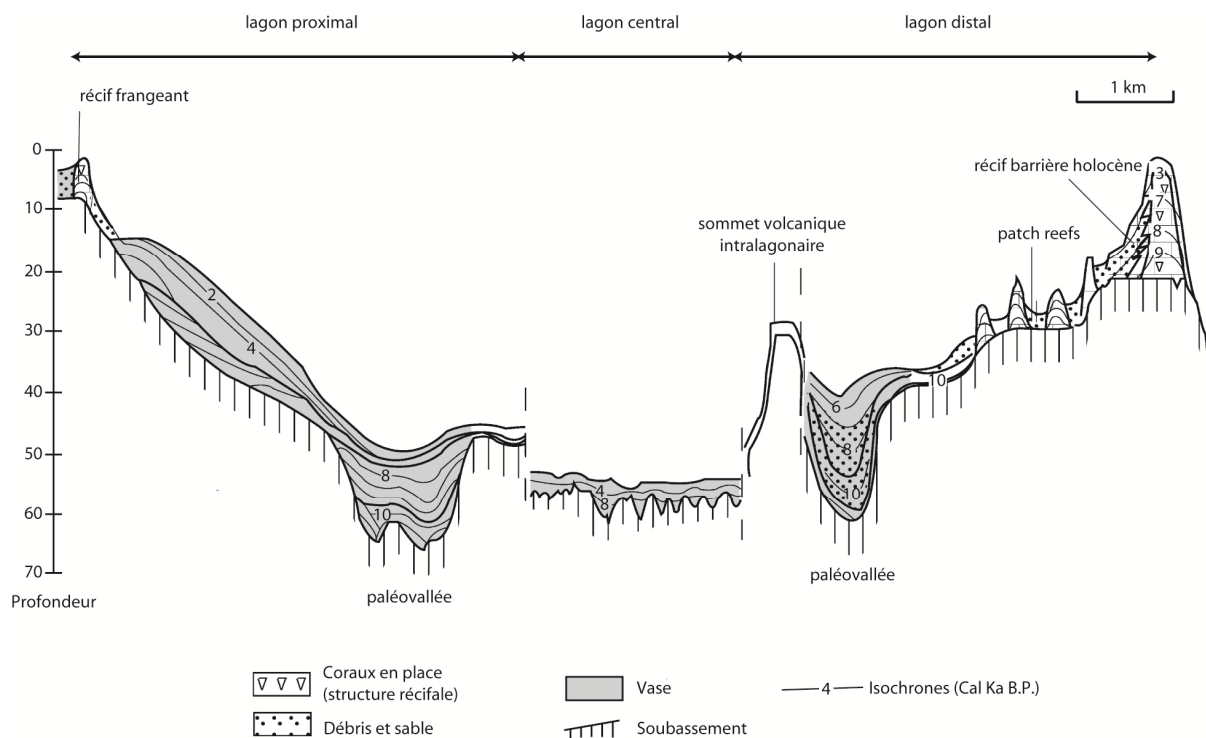


Figure 1.13 : Coupe transversale généralisée du système récifo-lagonaire de Mayotte. Cette coupe est basée sur l'interprétation de carottes et de mesures sismiques. En fonction des caractéristiques des dépôts, le lagon est divisé en trois environnements sédimentaires distincts : lagon proximal, lagon central et lagon distal. Le soubassement pléistocène, l'évolution holocène du lagon et les formations récifales actuelles sont mis en évidence (d'après Zinke *et al.*, 2001 in Montaggioni, 2005).

Le lagon est caractérisé par deux environnements distincts : (1) La plaine sédimentaire consiste en une surface relativement plate sur laquelle un gradient sédimentologique (Fig. 1.13) peut être observé à travers le lagon, avec des vases d'origine terrigène dans les zones proches du littoral, des sables bioclastiques carbonatés dans le lagon distal et une zone transitoire de sédiments mixtes d'origines terrigènes et carbonatés (Thomassin *et al.*, 1989 ; Masse *et al.*, 1989 ; Zinke, 2000 ; Zinke *et al.*, 2001). (2) De larges zones de pinacles coralliens dispersés ou de patates coralliennes (*patch reefs*) qui reposent sur le fond sédimentaire. Ces zones sont présentes à l'arrière des barrières, entre 27 et 40 m de fond et elles sont nombreuses le long des canyons sous-marins à l'entrée des passes (Thomassin *et al.*, 1989). Localement de véritables récifs lagonaires, bien structurés, sont présents. Ils peuvent être isolés comme le récif de la Prévoyance, ou former une double barrière récifale comme au sud-ouest. Cette double barrière est une formation récifale rare, seulement une dizaine de doubles barrières est recensé à travers le monde (Guilcher, 1971). Elle serait expliquée par des accidents tectoniques (Coudray *et al.*, 1985). S'étirant sur plus de 18 km,

elle est constituée d'une dizaine de récifs alignés, plus ou moins larges, séparés par des passes ; elle est assez continue au large des baies de Mronabéja et de Kani. Plus au nord-ouest elle se prolonge par des récifs plates-formes espacés : les récifs Lépéo, Rani, Mtiti. Cette double barrière est séparée de l'île par une distance variant de moins de 300 m à 3 km et les profondeurs entre elle et Mayotte sont presque toujours supérieures à 30 mètres excédant même parfois 60 mètres (Guilcher *et al.*, 1965).

Le lagon a été subdivisé en huit complexes récifaux par Durand et Thomassin (1992). Chaque complexe a des caractéristiques hydrologiques et morphologiques différentes (Fig. 1.14). (1) Le complexe du banc de l'Iris au nord-ouest se situe au niveau d'une caldera submergée et présente un récif barrière ennoyé d'une profondeur de 75 m dans la dépression centrale. (2) Le complexe de Mtsamboro-Choazil au nord, largement ouvert sur l'océan par l'intermédiaire de passes et d'un récif barrière en partie ennoyé. (3) Le complexe du Grand Récif du Nord-est présente un large lagon fermé par un récif barrière continu. On y observe une profonde dépression (50 m) longeant le trait de côte avec des alignements de récifs émergents ou sub-émergents (récif de la Prévoyance). Ce complexe s'ouvre à l'ouest vers la passe de Mtsamboro et offre les profondeurs les plus importantes. Vers l'est le lagon devient plus étroit et moins profond. (4) Le complexe de Dzaoudzi se situe dans une région affecté par un volcanisme récent. Il est étroit et peu profond (15-20 m). (5) Le complexe Hajangoua-Bandrélé, large de 4 à 9 km, est très fermé et est marqué par la passe Longogori. (6) Le complexe des passes Sazilé au sud-est, est moins large, mais le type de profil précédent s'y retrouve ; la dépression lagonaire n'est plus marquée et les fonds sont moins importants (de l'ordre de 30 m). (7) Le complexe du Récif du Sud où la barrière récifale délimite un lagon assez large, de 7 à 9 km, avec une dépression d'une profondeur supérieure à 40 m (au profil transversal en V) qui jouxte le trait de cote général des terres au large des caps, tandis que les fonds se relèvent progressivement en direction du Récif du Sud formant la barrière externe dont la construction au-dessus des fonds de -20 m est très marquée (Thomassin, 1999a). (8) Le complexe de la barrière immergée de l'ouest où le lagon atteint son développement le plus important avec plus de 14 km entre le littoral et le récif barrière.

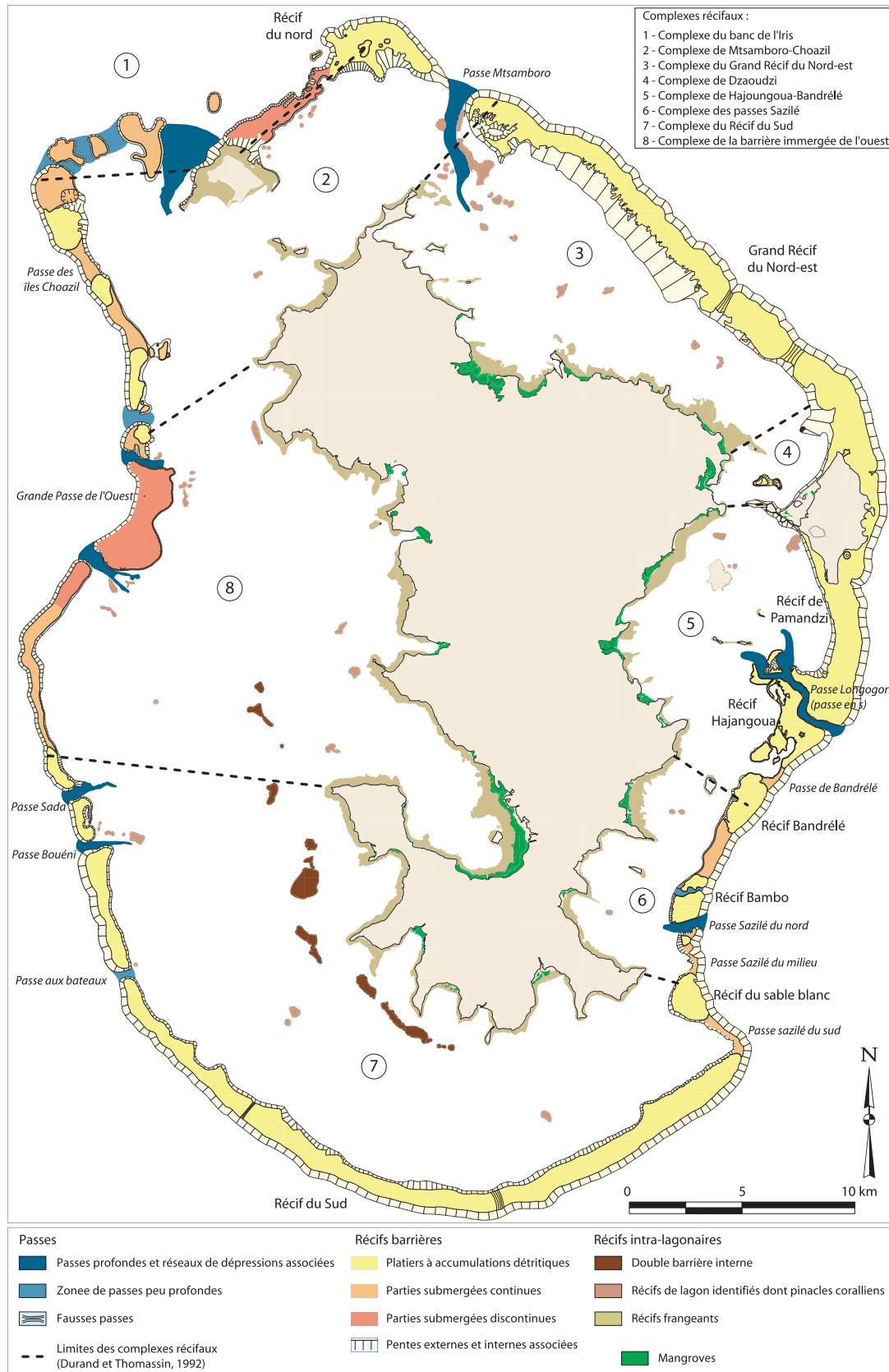
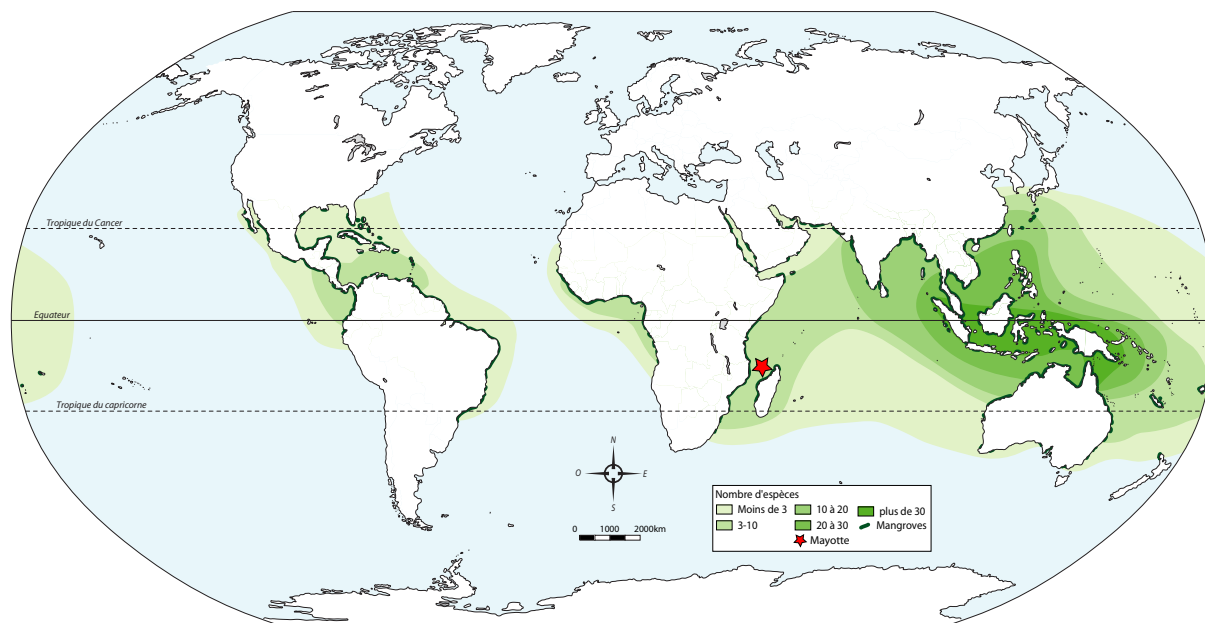


Figure 1.14 : Carte géomorphologique des récifs de Mayotte (d'après Porcher *et al.*, 2002 modifié et Durand et Thomassin, 1992).

2. Les environnements à mangroves

Les mangroves sont des ensembles de formations végétales, arborescentes ou buissonnantes, qui colonisent les atterrissements intertidaux marins ou estuariens des régions tropicales et subtropicales. Les espèces végétales qui composent les mangroves ont développé des systèmes adaptatifs (racines échasses, pneumatophores, propagules, excrétion du sel) qui leur permettent de coloniser ces milieux particuliers, soumis aux conditions anaérobiques et instables des sols vaseux imprégnés d'eau (Augustinus, 2004). Les mangroves se développent sur environ 146 500 km² à travers le monde (Fig. 1.15) (Wilkie et Fortuna, 2003) et plus du tiers de leur surface a été perdu depuis une cinquantaine d'années en raison des fortes pressions anthropiques exercées sur ces environnements (Alongi, 2002). La distribution des mangroves à l'échelle régionale est influencée par de nombreux facteurs physicochimiques (température, précipitation, salinité, chimie des sols), biologiques (dispersion et consommation des propagules) et enfin morphologiques et hydrodynamiques (climat de vague, niveau de protection aux vagues, processus et vitesse sédimentation, topographie) (Tomlinson, 1986 ; Hogarth, 1999 ; Wolanski, 2001 ; Alongi *et al.*, 2005 ; Krauss *et al.*, 2008).



Les mangroves sont des milieux riches en nutriments issus d'une matière organique en décomposition particulièrement abondante à la base d'un vaste réseau trophique. En raison de cette abondance en nutriments, des situations d'abri offertes par les palétuviers et d'une faible pression de prédation, les mangroves forment des habitats idéaux pour une multitude d'espèces animales terrestres ou marines, pendant une partie ou la totalité de leurs cycles de vie (Alongi, 2009). Les mangroves, en soutenant une faune et une flore spécifiques, ont un intérêt économique indéniable, particulièrement dans les pays en voie de développement, où elles jouent un rôle clef dans le mode de vie des peuples vivants à proximité de la mer, en leur apportant une source non négligeable de revenus. Les mangroves étant traditionnellement utilisées pour l'alimentation, le bois et à des fins médicinales (Rönnbäck, 1999 ; Alongi, 2002 ; Saenger, 2002). Enfin, les mangroves sont également reconnues pour être des moyens de défenses naturelles en minimisant les dommages pour les biens et les personnes lors d'événements paroxysmaux comme lors du tsunami du 24 décembre 2004 en Asie du Sud-est (Dahdouh-Guebas *et al.*, 2005 ; Danielsen *et al.*, 2005 ; Tanaka *et al.*, 2007, Alongi, 2008, Yanagisawa *et al.*, 2009).

2.1. Organisation des mangroves et processus dynamiques

2.1.1. Structuration générale

Les mangroves peuvent être regroupées en trois types (Fig. 1.16). Cette classification est principalement basée sur les caractéristiques morphologiques et hydrologiques propres à ces différents environnements (Cintron et Novelli, 1984 ; Mazda *et al.*, 2007). (1) Les mangroves fluviales se rencontrent dans les estuaires et se développent sur les berges des chenaux fluviaux et tidaux. Elles sont principalement influencées par les courants générés par les marées et rarement par les vagues. (2) Les mangroves frangeantes, ouvertes sur le large sont directement exposées à l'action des vagues et de la marée ; cependant elles sont généralement présentes le long de littoraux abrités des plus fortes houles par des récifs peu profonds, des bancs de vases ou de sables. (3) Les mangroves de bassins se développent dans des dépressions partiellement confinées qui sont inondées lors des hautes mers de vives-eaux et/ou par des infiltrations souterraines commandées par les marées.

Les palétuviers se développent généralement dans la partie supérieure de la zone intertidale entre le niveau moyen de la mer et le niveau des hautes mers de vives-eaux. La partie inférieure de la zone intertidale est occupée par une vasière nue plus ou moins étendue.

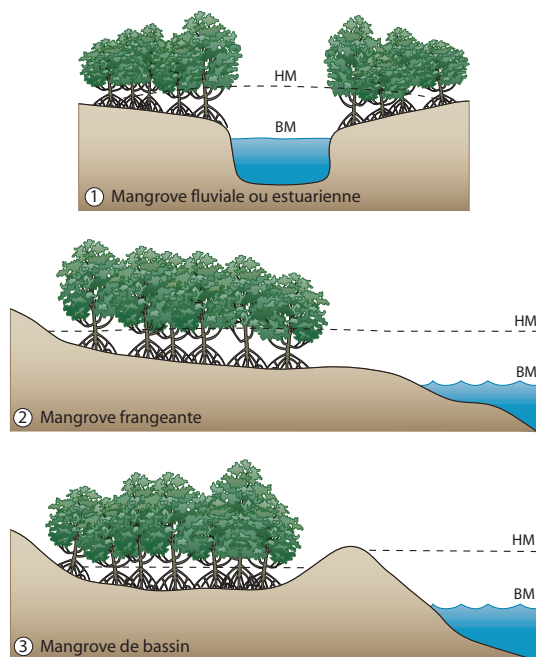


Figure 1.16: Les différents types de mangroves (d'après Clintron et Novelli, 1984 ; Mazda *et al.*, 2007).

En arrière de la mangrove, dans les zones atteintes par les hautes mers de vives-eaux exceptionnelles, il peut se développer en fonction de la morphologie et du climat local des zones marécageuses saumâtres et/ou des aires sursalées et dénuées de végétation : les tannes. Les forêts de palétuviers sont souvent structurées en une succession de différentes formations végétales parallèles au trait de côte et/ou aux chenaux. Celles-ci sont dominées par une ou plusieurs espèces de palétuviers et sont séparées par des zones transitoires occupées par un mélange des espèces des différentes communautés adjacentes. Cette zonation serait liée et contrôlée par les multiples interactions entre les processus biologiques, hydrologiques et sédimentologiques (topographie, fréquence de submersions, salinité du sol, pH, texture des sédiments, prédation des propagules, concurrence entre les espèces, etc.) (Woodroffe, 1992 ; Hogarth, 1999 ; Saenger, 2002). Il existe différents types de séquences propres à chaque région et qui peuvent évoluer dans le temps avec les conditions climatiques. Cependant, ce schéma assez simple de structuration n'est pas généralisable, de nombreuses mangroves ne semblent pas avoir de zonations particulières (Ellison, 2002).

2.1.2. Processus hydrodynamiques et sédimentaires dans les mangroves

Les facteurs hydrodynamiques jouent un rôle majeur dans le développement, la structuration et le fonctionnement des mangroves en contrôlant le transport des sédiments

fins, les processus biogéochimiques et trophodynamiques et par conséquent la croissance forestière (Massel *et al.*, 1999 ; Mazda *et al.*, 2007). Plusieurs études ont démontré que les mangroves ont la capacité de retenir et de lier efficacement les sédiments fins en ralentissant le mouvement des masses d'eau à des vitesses qui mènent à l'accumulation des particules fines (Wolanski, 1995 ; Furukawa et Wolanski, 1996 ; Furukawa *et al.*, 1997, Wolanski *et al.*, 2001 ; Quartel *et al.*, 2007 ; Van Santen *et al.*, 2007). Le principal facteur impliqué dans le ralentissement des courant tidaux et à la sédimentation subséquente est la friction produite par les troncs, les racines, pneumatophores et les animaux colonisant des parties aériennes des arbres (Fig. 1.17) qui s'ajoute à la friction créée par les caractéristiques du substrat de la mangrove (pente, texture, présence de terriers ou de fentes de dessiccation) (Mazda *et al.*, 1995, 1997b). La résistance engendrée par la mangrove à la circulation des masses d'eau sera donc dépendante des espèces de palétuviers présentes et de leur architecture (densité et caractéristiques des parties aériennes des arbres) et du marnage (Mazda *et al.*, 2005).

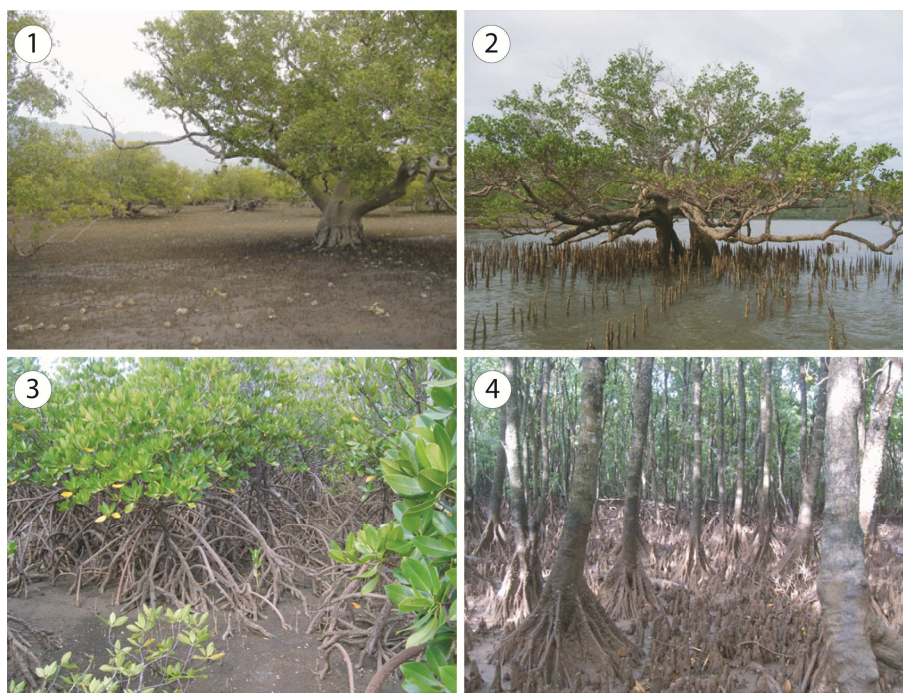


Figure 1.17 : Quelques espèces de palétuviers mahorais mettant en évidence les différentes architecture des parties aériennes et plus particulièrement des racines : (1) *Avicennia marina*, (2) *Sonneratia alba*, (3) *Rhizophora mucronata* et (4) *Ceriops tagal*.

Les conditions de faibles agitations sont plus favorables au développement des mangroves, néanmoins ces dernières sont souvent exposées à l'action des vagues, plus particulièrement les mangroves frangeantes qui s'étendent le long des littoraux directement ouverts sur le large (Alongi, 2009). Plusieurs études menées depuis une dizaine d'années ont

souligné le rôle important joué par la végétation des mangroves sur la dissipation de l'énergie des vagues et la protection du trait de côte (Brinkman *et al.*, 1997; Mazda *et al.*, 1997a, 2006 ; Massel *et al.*, 1999; Quartel *et al.*, 2007). Ces études montrent une atténuation significative de la hauteur des vagues à travers les mangroves sur des distances relativement courtes. Mazda *et al.* (1997a) montrent, par exemple, une réduction de la hauteur de vagues incidentes de 95 % à travers une mangrove à *Kandelia Candel* âgés de 5-6 ans large de 1 500 m, alors que sans végétation la réduction est seulement de 25 %. Brinkman *et al.* (1997) et Massel *et al.* (1999) évaluent une diminution de 50 % de l'énergie des vagues en 150 m à marée haute dans une mangrove dominée par des Rhizophoracées. Enfin, Mazda *et al.* (2006) de la même façon ont constaté que l'énergie des vagues a été réduite de 50 % à travers une mangrove à *Sonneratia* de 100 m de largeur. D'après ces travaux, les deux processus précédemment cités pour la réduction de la vitesse des courants participent à l'atténuation de l'énergie des vagues (Fig. 1.18) : la friction du fond sédimentaire et la résistance engendrée par les multiples interactions entre le mouvement oscillatoire des vagues et les palétuviers (résistance d'autant plus importante que le réseau de troncs, racines, branches et feuilles est dense) (Mazda *et al.*, 1997b, 2002 ; Massel *et al.*, 1999, Quartel *et al.*, 2007). Pour chaque espèce de palétuviers, la structuration et l'architecture des troncs, branches et racines varient et aboutissent à des forces de résistance différentes, et donc par conséquent, à des taux de réduction de l'énergie des vagues différents (Wolanski, *et al.*, 2001 ; Mazda *et al.*, 2006).

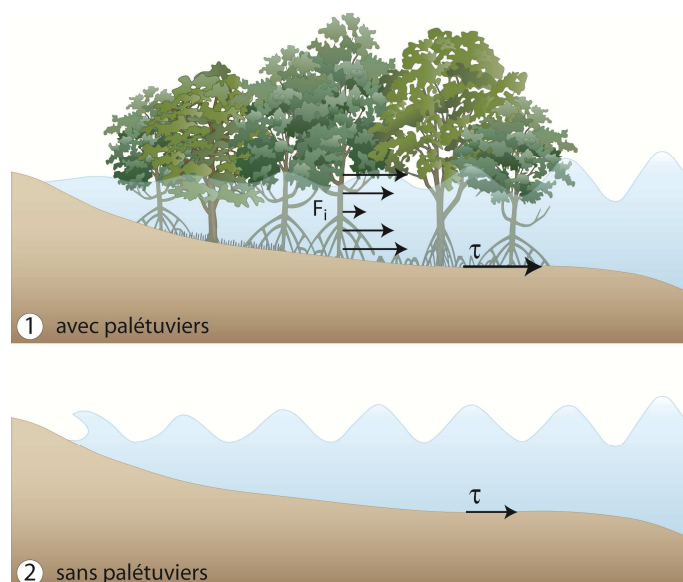


Figure 1.18 : Différence de réduction de l'énergie des vagues (1) avec palétuviers et (2) sans palétuviers. En (1) l'atténuation est due à la somme des forces de résistances, F_i , engendrées par les différentes parties des arbres et de la friction du fond, τ . En (2) la réduction est due seulement à la friction du fond et les phénomènes de propagations (d'après Mazda *et al.*, 1997a, 1997b).

Ces études mettent également en évidence le rôle des variations du niveau d'eau. [Massel et al. \(1999\)](#) indiquent qu'à marée haute (t) presque 50% de l'énergie des vagues incidentes sont transmis à travers la mangrove, en comparaison à 25% lors de niveaux d'eau plus faibles à t-1 heure et t+1 heure. Selon cette étude, cette transmission moindre est non seulement due à la plus grande profondeur d'eau dans la mangrove mais elle est aussi liée à la structure des racines et des troncs des palétuviers. Le ratio entre le volume obstrué de racines et le volume libre diminue rapidement avec l'élévation et lorsque les niveaux d'eau augmentent, la résistance causée par la végétation sur les courants orbitaux des vagues baisse et l'atténuation de l'énergie des vagues diminue. En revanche si le niveau d'eau atteint les branches des palétuviers, on observe un renforcement de l'atténuation de l'énergie lié à la résistance engendrée par le feuillage ([Mazda, 2006](#)). Les caractéristiques spectrales des vagues sont également déterminantes pour la propagation de ces vagues dans les mangroves, [Massel et al. \(1999\)](#) et [Vo-Luong et Massel \(2008\)](#) ont démontré que les vagues de périodes courtes (2-3 s) sont rapidement dissipées alors que les vagues plus longues (8 s) se propagent sur de plus longues distances dans la mangrove.

2.1.3. Le rôle des mangroves dans les processus morphodynamiques

Il ressort de ces différentes études que les mangroves exercent une forte influence sur la géomorphologie côtière et la sédimentologie intertidale en dissipant l'énergie hydrodynamique (courant et vague) et en favorisant le dépôt et l'accumulation des sédiments. En amortissant une partie plus ou moins conséquente de l'énergie des vagues incidentes (voir paragraphe précédent), les mangroves offrent une protection efficace contre l'action des vagues et l'érosion du rivage ([Mazda et al., 1997a](#)). [Vo-Luong et Massel \(2006, 2008\)](#) ont également confirmé, par des mesures de concentration de sédiments en suspension, que l'atténuation de l'énergie de vagues à travers la mangrove est un des principaux facteurs influençant le potentiel des agents géomorphologiques par son contrôle sur le transport des sédiments et les processus d'érosion.

L'ampleur de l'énergie des vagues incidentes absorbée par les mangroves dépend fortement de la densité et de la structuration de la forêt, du diamètre des troncs et des racines, de la pente et du type de substrat, de la bathymétrie, des caractéristiques spectrales des vagues incidentes (hauteur, période) et de l'état de la marée à laquelle les vagues pénètrent dans la forêt. Par conséquent et comme le signale [Wolanski \(1995\)](#), il n'existe pas une description unique de l'hydrodynamisme et du transport sédimentaire dans les mangroves. L'évolution de

l'élévation de substrat de la mangrove est déterminée par plusieurs paramètres qui peuvent être récapitulés par la relation entre les réserves sédimentaires et l'ajustement des sédiments (Anthony, 2004). L'ajustement sédimentaire est en grande partie sous l'influence des paramètres hydrodynamiques (profondeur et la durée d'inondation, énergie des vagues). Les processus morphodynamiques dominants varient par conséquent d'un site à l'autre en fonction des caractéristiques biologiques, hydrodynamiques, morphologiques et sédimentologiques propres. Certaines côtes ont seulement une mince frange de quelques palétuviers de large. Dans ces systèmes, les mangroves jouent un rôle mineur dans le budget sédimentaire côtier. A contrario, les mangroves qui couvrent de vastes surfaces jouent un rôle déterminant dans la morphodynamique littorale.

2.1.4. Des évolutions et dynamiques contrastées

Les travaux relatifs aux évolutions spatiales et temporelles des mangroves mettent en évidence des dynamiques complexes et contrastées liées aux caractéristiques des forçages environnementaux et à l'intensité des pressions humaines. Les mangroves peuvent montrer une évolution considérable en quelques années ou une grande stabilité écologique sur plusieurs décennies (Hogarth, 1999 ; Alongi, 2008).

Les côtes des Guyanes offrent l'exemple le plus extrême d'une dynamique naturelle intense avec des modifications de faciès et des dégradations sanitaires sans présence humaine. Le littoral de cette région est soumis à une alternance de phases d'érosions et d'accrétions due au déplacement de bancs vaseux le long du littoral sous l'influence des processus hydrodynamiques (courants, houles, marées) (Froidefond *et al.*, 1988 ; Baltzer *et al.*, 2004, Gratiot *et al.*, 2007, 2008). Les modifications morphosédimentaires qui en résultent induisent pour la mangrove une évolution particulièrement dynamique avec l'installation massive, sur plusieurs centaines d'hectares, de peuplements pionniers sur les bancs de vases néoformés et la disparition des formations matures en arrière du banc sous l'effet de processus érosifs (Fromard *et al.*, 2004 ; Proisy *et al.*, 2009). Sur les côtes du golfe de Guinée, en Afrique Occidentale, ce sont les facteurs hydrologiques et hydrodynamiques qui paraissent conditionner l'évolution de la mangrove. La succession de périodes pluvieuses et de vents calmes avec des périodes agitées et plus sèches conduisent à des phénomènes généraux d'alluvionnement ou d'érosion, de régénération ou de dégradation des mangroves. (Anthony, 1990 ; Rüe, 1998 ; Bertrand, 1999).

A la différence des exemples cités précédemment, où les pressions humaines sont faibles, l'évolution récente de la majorité des mangroves à travers le monde semble principalement influencée par des facteurs d'origine anthropique lié à l'accroissement des pressions et de la population sur les espaces côtiers ainsi qu'aux activités dans les bassins versants environnants. Les coupes et remblaiements directs des mangroves (pour l'expansion urbaine, le développement industriel, l'agriculture ou l'aquaculture) et les changements des taux de sédimentation, des flux d'eau douce et d'inondation par la marée, suite aux activités humaines, aboutissent à des réductions considérables de la surface globale des mangroves (Ellison et Farnsworth, 1996 ; Hogarth, 1999 ; Alongi, 2002 ; McLeod et Salm, 2006).

2.2. Les mangroves de Mayotte

La présence de mangrove à Mayotte remonte à plusieurs milliers d'années comme l'atteste la présence de tourbe de mangroves relictuelle dans les fonds sédimentaires du lagon. Ces dépôts datés de 10 et 11 ka BP ont été trouvés dans les sédiments de paléovallées au fond de la baie de Bouéni, vers – 60 m par rapport au niveau marin actuel (Elmoutaki *et al.*, 1992 ; Zinke *et al.*, 2003a, 2003b, 2005). Il est fort probable, à l'instar des autres mangroves à travers le monde, que les mangroves mahoraises se sont graduellement déplacées vers l'intérieur des terres en suivant les fluctuations holocènes du niveau marin pour aboutir à leurs positions actuelles (Woodroffe, 1990 ; Alongi, 2008).

Actuellement, les mangroves de Mayotte se développent sur environ 720 hectares, en incluant les tannes et les arrières mangroves et se répartissent sur près de 120 sites différents (Fromard, 2000) (Fig. 1.19). Elles représentent 29 % du linéaire du littoral (De la Torre et Aubie, 2003). Les surfaces occupées sont très variables, de quelques dizaines de mètres carrés jusqu'à 200 hectares pour la mangrove la plus importante, celle qui occupe le fond de la baie de Bouéni et qui s'étend sur près de 8 km de côte. Les lieux de prédilection de développement des mangroves sont, en général, les zones vaseuses, mais elles peuvent croître sur un substrat très sableux, voire dans les anfractuosités des platiers rocheux (Lebigre, 1997). L'implantation des mangroves autour de l'île de Mayotte semble être favorisée par des situations d'abri produites par la présence de l'important réseau récifal et par la morphologie côtière de l'île qui offre de multiples baies plus ou moins profondes (Thomassin, 1990) ; cependant les mécanismes expliquant sa répartition et sa dynamique sont mal connus.

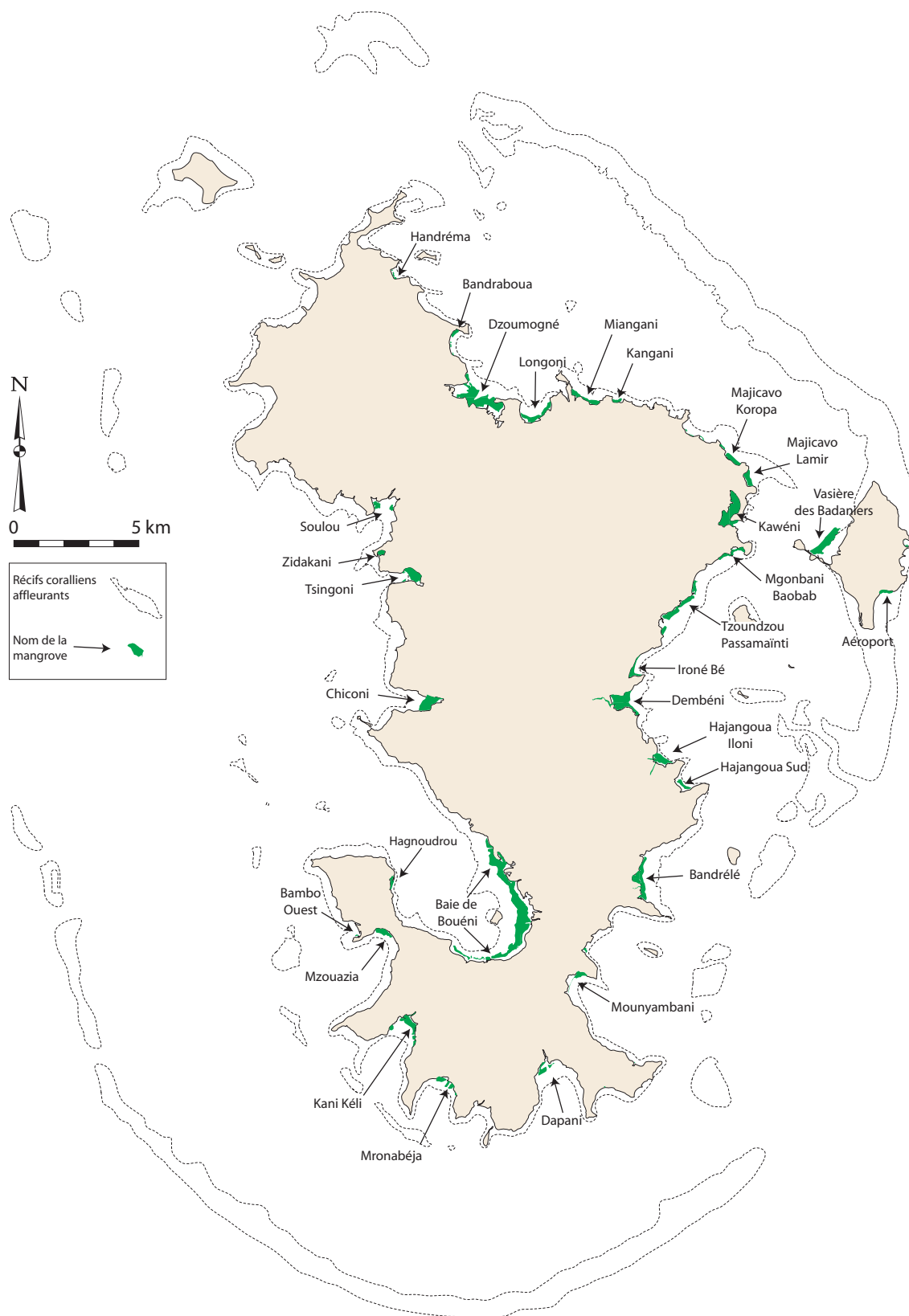


Figure 1.19: Répartition et dénomination des principales mangroves de Mayotte (d'après Fromard, 2000 ; Lulan *et al.*, 2006).

Les mangroves de Mayotte peuvent être regroupées en deux types en fonction de leur localisation : (1) les mangroves de fond de baie, installées dans des anses plus ou moins profondes où débouchent un ou plusieurs cours d'eau ; ces mangroves sont caractéristiques des côtes sud ouest de l'île (mangroves de Kani Kéli, Chiconi, Dembéni, baie de Bouéni) ; (2) les mangroves littorales ou de front de mer forment une ceinture parallèle au rivage ; ce dernier type se rencontre principalement sur la côte nord et nord-est de Grande Terre.

2.2.1. Les principales espèces végétales constitutives des mangroves mahoraises

Les espèces de palétuviers constitutives de la mangrove mahoraise, au nombre de 7 (Tab. 1.1 et Fig. 1.20), sont les mêmes que celles que l'on rencontre à Madagascar et en Afrique de l'Est et qui caractérisent plus globalement l'aire orientale des mangroves (Lebigre, 1997). Aucun endémisme végétal n'est donc à signaler dans les mangroves mahoraises. Parmi les espèces présentes *Lumnitzera racemosa* et surtout *Xylocarpus granatum* sont les palétuviers les moins répandus, alors que *Sonneratia alba* en front de mer, les Rhizophoracées *Rhizophora mucronata*, *Ceriops tagal* et *Bruguiera gymnorrhiza* plutôt en position interne, et *Avicennia marina* en bord de tanne, caractérisent la plupart des mangroves mahoraises.

	Nom scientifique	Famille	Nom mahorais
Mangrove	<i>Sonneratia alba</i> J. Smith	Sonnératiacées	M'honko N'Dziwi
	<i>Rhizophora mucronata</i> Lam.	Rhizophoracées	M'honko bolé
	<i>Ceriops tagal</i> Robin	Rhizophoracées	M'honko droumé
	<i>Bruguiera gymnorrhiza</i> Lam.	Rhizophoracées	M'honko N'Dziché
	<i>Avicennia marina</i> (Forsk) Vierh	Avicenniacées	M'siri
	<i>Lumnitzera racemosa</i> Willd	Combrétacées	
	<i>Xylocarpus granatum</i> Koenig	Méliacées	M'honko Godzo M'bolé
Arrière mangrove	<i>Heritiera littoralis</i> Dryand.	Sterculiacées	M' Koumafi
	<i>Hibiscus tiliaceus</i> L.	Malvacées	Mwaro
	<i>Thespesia populnea</i> Solander ex Correa	Malvacées	Aru
	<i>Erythrina fusca</i> L.	Fabacées	Mwinga
	<i>Acrostichum aureum</i> L.	Ptéridacées	
	<i>Colubrina asiatica</i> (L.) Brongn	Rhamnacées	
	<i>Derris trifoliata</i> Lour.	Fabacées	
	<i>Premna</i> sp.	Verbénacées	
	<i>Xylocarpus moluccensis</i> (Lamk.) Roem.	Méliacées	

Tableau 1.1 : Les différentes espèces constitutives des mangroves et des arrière-mangroves mahoraises (Porcher *et al.*, 2002).

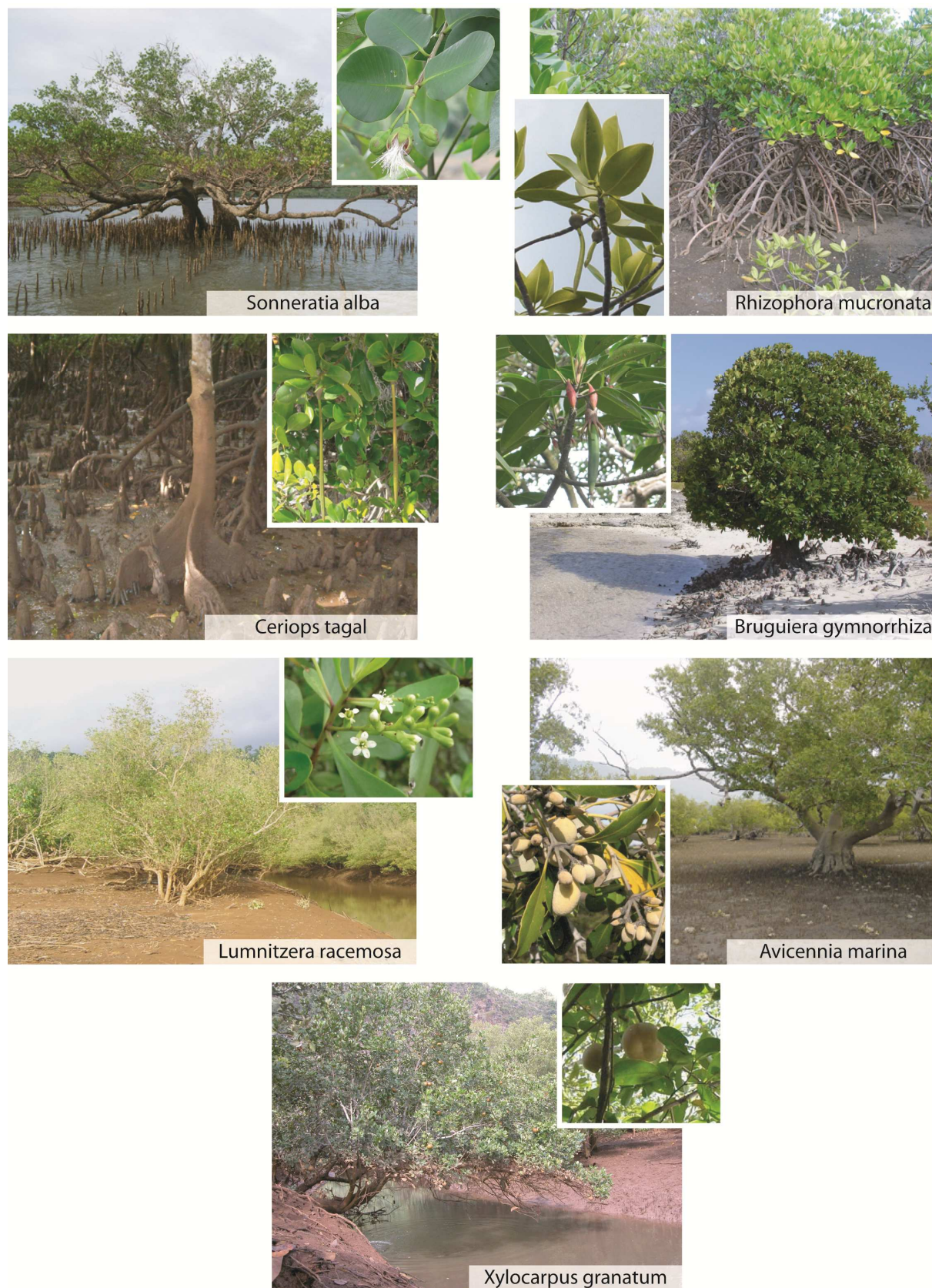


Figure 1.20 : Photographies des 7 espèces de palétuviers de Mayotte présentant les principales caractéristiques morphologiques des racines, troncs, feuilles et fruits. Clichés de M. Jeanson exceptés *Xylocarpus granatum* : F. Barthelat et C. Robbe.

D'autres espèces, dites d'arrière-mangroves, se développent localement au contact de la mangrove (Tab1.1). Elles ne sont pas considérées comme appartenant aux palétuviers car elles ne sont pas inféodées à la zone de balancement des marées et ne présentent pas les adaptations morphologiques et physiologiques caractéristiques des palétuviers.

Au regard des petites superficies couvertes par les mangroves de Mayotte, il existe une certaine diversité de faciès végétaux liée à la multiplicité des contextes sédimentologiques, hydriques, climatiques et d'usages. Il est aisé de remarquer l'opposition entre les grandes surfaces denses des mangroves de Dzoumogné ou Tsingoni et les vieux palétuviers dispersés à la surface des vasières comme à Mbouini ou à Passi Kéli, au sud de l'île. La composition floristique des mangroves semble surtout varier en fonction de leur superficie. Les mangroves monospécifiques sont peu développées, alors que les marais présentant des zonations complètes sont plus étendus (Lebigre, 1997 ; Fromard, 2000).

2.2.2. Les unités paysagères de la mangrove mahoraise

Les forêts de palétuviers sont les éléments les plus caractéristiques d'entités géomorphologiques appelées marais maritimes (Lebigre, 1997), espace où s'exerce l'influence des marées. A Mayotte, on distingue, de la mer vers la terre, les unités paysagères suivantes : (1) dans la partie inférieure de l'estran, en-dessous du niveau moyen des marées, une basse-slikke ; il s'agit d'une vasière nue qui peut se prolonger vers la mer par un herbier de phanérogames. (2) La mangrove *sensu stricto*, avec les différentes espèces de palétuviers qui la constituent. (3) Des cordons sableux, rarement submergés : leur présence induit des perturbations sensibles dans les zonations. (4) Des tannes, zones nues ou herbacées du fait de la sursalure du sol créée par l'évaporation, en principe touchées seulement par les hautes mers de vives-eaux. Localement, les tannes peuvent être colonisées par des individus d'*Avicennia marina* qui ne dépassent pas le stade arbustif. La présence, ou l'absence, de tannes est à mettre en relation avec les conditions hydriques locales. (5) Les formations marécageuses d'arrière-mangroves, saumâtres ou dessalées, soumises aux marées exceptionnelles et aux crues.

2.2.3. Zoom sur la mangrove *stricto sensu*

Les espèces mahoraises de palétuviers semblent avoir une extension bathymétrique et un niveau topographique préférentiels qui sont mis en évidence par les variations de leur fréquence en fonction du niveau topographique du sol. Les mangroves de Mayotte présentent

une structuration de leurs formations en bandes parallèles au rivage ; chacune de ces bandes bénéficie de conditions écologiques particulières et se distingue par une physionomie et une composition floristique propre (liée aux particularités adaptatives de chaque espèce). Leur largeur, variable, est conditionnée par les paramètres géomorphologiques et particulièrement par les variations micro-topographiques qui déterminent des degrés d'humectation et des périodes d'émersion. Du lagon vers l'intérieur des terres, on rencontre (Lebigre, 1997 ; Fromard, 2000) (Fig. 1.21) :

(1) la mangrove pionnière : elle occupe plutôt le front de mer et est formée par *Sonneratia alba* ou, plus rarement, par *Avicennia marina*. Cette mangrove pionnière, lorsque les conditions sont réunies, colonise la basse-slikke au fur et à mesure de l'avancée des dépôts sédimentaires. Cette mangrove externe peut remonter le long des rives de chenaux, ce qui lui permet de s'insérer à l'intérieur des marais.

(2) la zone centrale de la mangrove, soumise à la submersion biquotidienne par les marées est normalement plus étendue et se compose essentiellement de peuplements très denses de *Rhizophora mucronata*, essence à laquelle peuvent s'associer les deux autres Rhizophoracées *Ceriops tagal* et *Bruguiera gymnorrhiza*. Ces deux dernières sont d'autant plus fréquentes qu'on se rapproche de la terre ferme.

(3) la zone interne de la mangrove est plus diversifiée en raison de la présence de cordons sableux qui induisent des modifications morphologiques et hydrologiques. On peut observer un passage progressif ou brutal à des peuplements d'*Avicennia marina* assez grands, à tronc unique, haut de 5 à 6 m, mais qui deviennent arbustifs au contact des tannes. Certaines zones internes peu fréquentes sont caractérisées par un peuplement plus ou moins étroit de *Lumnitzera racemosa* (mangrove de la Baie de Bouéni, Fromard, 2000) et de *Xylocarpus granatus* ou de *Thespesia populnea*.

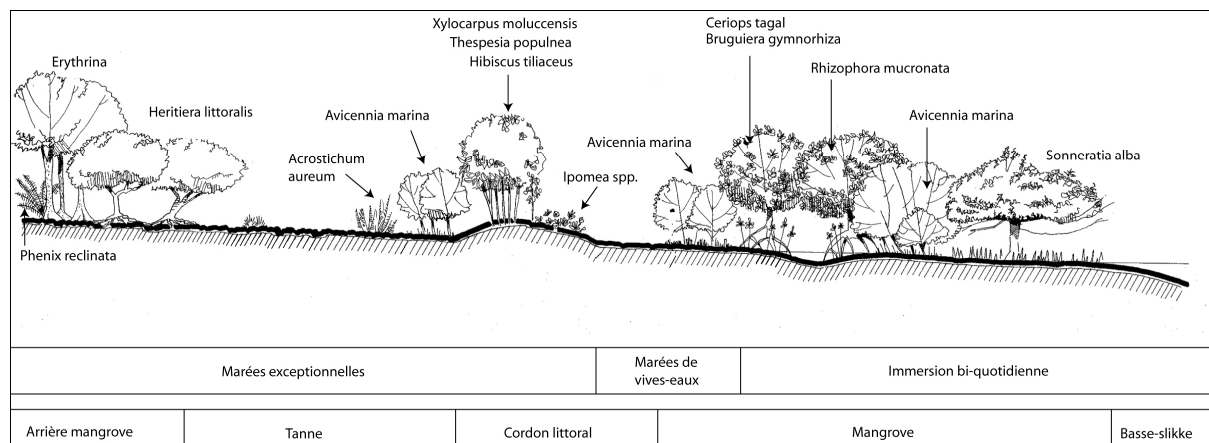


Figure 1.21 : Zonation idéale d'une mangrove mahoraise (d'après BURGEAP, 1998).

2.2.4. Usages des mangroves mahoraises

Un certain usage traditionnel des palétuviers perdure à Mayotte. Celui-ci n'est pas facile à quantifier car il est difficile d'obtenir des informations fiables sur ce sujet. Néanmoins [Porcher et al. \(2002\)](#) rapportent certaines utilisations des palétuviers. On peut citer par exemple l'utilisation du bois comme combustible, pour les constructions et la réalisation de clôtures (*Sonneratia*, *Ceriops*, *Avicennia*), pour la teinture : violet fourni par l'écorce pilée de *Sonneratia* et *Bruguiera*, pour ses propriétés insecticides (jus extrait de l'écorce pilée de *Rhizophora*, *Sonneratia*), pour ses propriétés médicales (bain de bouche pour le soin des gencives, feuilles de *Rhizophora*), pour la confection de jouets : racines de *Rhizophora*, fruits ronds de *Sonneratia*.

Un des cas les plus fréquents de dégradation ponctuelle, facilement appréhendable sur le terrain et les photographies aériennes, est l'ouverture de passages permettant aux pêcheurs (et à leurs pirogues) d'accéder au lagon à travers la mangrove. Ces chemins sont autant de lieux d'accès aux parties internes de la mangrove et autant de faiblesses dans le front de mangrove qui facilitent la déstabilisation du substrat par les courants et les vagues et qui peuvent conduire à des processus d'érosion ([Besson, 2005](#)). Néanmoins, les prélèvements de bois semblent assez peu fréquents en ce qui concerne la mangrove *sensu stricto*. On constate généralement que les coupes se limitent aux palétuviers morts ou dépérissants situés à proximité immédiate des cordons sableux. De même, les mangroves situées au voisinage de villages ne semblent pas être affectées davantage par des prélèvements de bois que les mangroves isolées, certaines d'entre elles étant même en forte progression (cf. chapitre 4). La difficulté d'accès aux mangroves, en raison des systèmes racinaires et du substrat vaseux, semble être un élément important dans la préservation de celles-ci vis-à-vis des coupes de palétuviers. En revanche, les arrière-mangroves, qui ne sont pas protégées par l'inondation quotidienne de la marée subissent d'avantage de pressions.

Outre des prélèvements de bois qui peuvent être importants, les arrière-mangroves sont soumises à de nombreuses dégradations ponctuelles telles que des dépôts sauvages de déblais, des constructions illégales, des mises en cultures ou en pâtures. La « poubellisation » des mangroves à proximité des zones d'habitation est également un phénomène préoccupant. On observe fréquemment des laisses de mer formées par toutes sortes d'objets ou des palétuviers littéralement recouverts par des sacs en plastique. Une liste exhaustive des pressions anthropiques exercées sur les arrière-mangroves et mangroves a été réalisée récemment par [Laulan et al. \(2006\)](#) dans le cadre d'un atlas des mangroves de Mayotte.

Les plus importantes destructions actuelles des mangroves entrent dans le cadre de travaux liés à l'aménagement du territoire, qui peuvent être routiers (déviation des villages du sud de Mamoudzou le long de la RN 2), ou industriels (extension de la zone industrielle de Kawéni au nord de Mamoudzou). Plus récemment, la destruction d'une mangrove à proximité du port de Longoni afin d'obtenir des surfaces de stockage constitue un autre exemple de disparition massive et contemporaine de cet écosystème. D'importantes dégradations non planifiées se sont également produites. Cela a été le cas devant la mosquée de Mtsapéré et à l'embouchure de la Majimbini au sud de Mamoudzou où la disparition des palétuviers a été suivie d'un mouvement d'érosion du littoral (Lebigre, 1997). Durant les années 70, le bois de certaines mangroves a servi à faire fondre le bitume pour la réalisation de routes (A.A. Ben Youssouf, com. personnelle). Mais ce sont surtout les forêts d'arrière-mangroves qui ont été les plus détruites au 19^{ème} et au début du 20^{ème} siècle où elles ont laissé la place à de vastes plantations (bananeraies, cocoteraies). De nombreuses formations d'arrière-mangrove et des tannes ont été récemment transformées en parking ou en terrain de football en raison des surfaces planes qu'elles peuvent procurer.

3. Les liens et les interactions entre les mangroves et les récifs coralliens

Les mangroves et les récifs coralliens peuvent se développer isolément les uns des autres (par exemple sur les côtes guyanaises ou du golfe de Guinée pour les mangroves, en Polynésie française pour les récifs coralliens). Cependant, ces deux écosystèmes se retrouvent plus ou moins contigus dans de nombreuses régions tropicales (par exemple en Asie du Sud-est, Afrique de l'Est, côtes de la mer des Caraïbes, Australie, Nouvelle-Calédonie...). De nombreux travaux scientifiques ont mis en évidence ces dernières décennies des interactions substantielles et des connectivités entre ces deux écosystèmes lorsqu'ils se développent à proximité l'un de l'autre. Ces liens sont particulièrement complexes en raison de la multiplicité des processus qui contrôlent les échanges biologiques et les relations physiques entre ces différents milieux (Wolanski, 2001 ; Nagelkerken, 2009).

3.1. Les interactions physiques

Les interactions physiques entre les mangroves et les récifs coralliens sont les plus visibles. Ces relations se manifestent par l'intermédiaire de nombreux processus hydrosédimentaires : la réduction de l'agitation, les mouvements sédimentaires et la régulation des flux d'eau sont particulièrement importants. Les formations coralliennes, en

dissipant une grande partie de l'énergie des vagues océaniques par déferlement et friction (cf. [paragraphe 1.2.1](#)), créent des conditions de faible agitation en arrière des structures récifales. Ces environnements calmes permettent aux sédiments fins terrigènes et/ou carbonatés de s'accumuler et de former un substrat sablo-vaseux favorable à l'implantation des plantules des différentes espèces de palétuviers. Le rôle joué par les récifs coralliens est donc celui de barrière hydrodynamique. Il est particulièrement important dans les environnements insulaires où les vagues océaniques ne sont pas, ou peu, atténuées par des masques constitués par les masses continentales et leurs formes littorales de grande ampleur (deltas, estuaires, îles barrières, cordons sableux). Les mangroves, dans les environnements insulaires océaniques, sont par conséquent fortement dépendantes des barrières hydrodynamiques que constituent les récifs coralliens ([Fig. 1.22](#)).

D'un point de vue sédimentologique et comme nous l'avons signalé précédemment dans le [paragraphe 2.1.2.](#), les mangroves ont la capacité de lier et retenir les sédiments fins en raison du ralentissement des mouvements des masses d'eau engendré par la friction produite par les troncs, les racines et les pneumatophores des palétuviers ([Wolanski et al., 1995](#) ; [Furukawa et al., 1997](#) ; [Wolanski et al., 2001](#) ; [Van Santen et al., 2007](#)). [Victor et al. \(2004\)](#) ont montré, à Palau en Micronésie, qu'une mangrove peut retenir jusqu'à 44% des sédiments fins originaires du bassin fluvial adjacent. Ce piégeage des sédiments par les mangroves est essentiel pour les écosystèmes coralliens. En effet, de nombreuses études ont mis en lumière la liaison entre le degré de dégradation des récifs coralliens et la quantité et la nature des sédiments fins, le taux de sédimentation et le temps de résidence des particules fines ([Fortes, 2001](#) ; [Golbuu et al., 2003](#) ; [Wolanski et al., 2003](#) ; [Golbuu et al., 2008](#)). Les récifs coralliens se développent dans des eaux relativement claires et oligotrophes, l'accumulation de sédiments fins peut conduire à la mort des coraux et à un changement radical de la composition des communautés récifales, passant d'un stade de dominance corallienne à dominance algale avec une répercussion directe sur la faune récifale. Les sédiments terrigènes fins empêchent le recrutement des larves coralliennes et augmentent la turbidité ; la baisse de luminosité induite est néfaste pour les colonies adultes qui sont stressées et/ou tuées ([Fortes, 2001](#) ; [Fabricius, 2005](#)). En ralentissant et en filtrant les flux d'eau, les mangroves réduisent la charge sédimentaire des eaux côtières, facilitent le dépôt des particules fines et assurent ainsi la protection des récifs coralliens d'une sédimentation excessive et d'une perte de diversité et de biomasse ([Golbuu et al., 2003](#) ; [Victor et al., 2006](#) ; [Nagelkerken, 2009](#)).

La dernière relation physique et hydrologique entre les récifs coralliens et les mangroves est celle de la régulation des flux d'eau douce et des polluants (Wolanski, 2001 ; Alongi, 2008) en provenance des bassins versants adjacents. L'eau douce est un facteur limitant pour la croissance et le développement des récifs coralliens, une faible salinité prolongée peut conduire au blanchissement et à la mort des coraux (Woodroffe, 2000). Le ralentissement des masses d'eau généré par le dense réseau des troncs et racines des palétuviers permet un mélange plus efficace des eaux salées et des eaux douces principalement à marée haute (Wolanski et Ridd, 1986 ; Augustinus, 2004). De plus, une partie de l'eau douce transitant dans la mangrove peut être perdue par évapotranspiration ; le reste dissout et dilue les excès de sels accumulés dans les zones internes (notamment les tannes) pendant les périodes sèches. Ainsi le volume d'eau douce atteignant les récifs est réduit. Celui-ci est également déchargé sur une période plus longue et en conséquence les changements de salinité sont probablement moins brutaux et atténués (Ogden et Gladfelter, 1983 ; Wolanski, 2001 ; Wolanski *et al.*, 2001).

3.2. Les liens biologiques et trophiques

Il apparaît de plus en plus clairement que les mangroves (et dans une moindre mesure les herbiers de phanérogames) remplissent un rôle écologique et trophique important pour les récifs coralliens proches (Faunce et Serafy, 2006 ; Nagelkerken *et al.*, 2008). Les mangroves sont des milieux riches en nutriments issus d'une matière organique en décomposition particulièrement abondante ; celle-ci alimente une flore bactérienne et fongique considérable à la base d'un vaste réseau trophique. Cet environnement productif et structurellement complexe est utilisé comme aire de nourrissage et de reproduction par nombre d'espèces d'invertébrés et de poissons récifaux.

Les mangroves assurent également une fonction de nurserie pour les juvéniles de ces espèces en raison d'une part, du niveau de protection qu'offrent les systèmes racinaires des palétuviers et la turbidité des eaux contre les prédateurs et d'autre part, du niveau des ressources nutritives abondantes et adaptées à leur croissance (Laegdsgaard et Johnson, 2001 ; Nagelkerken, 2002 ; Verweij *et al.*, 2006 ; Tse *et al.*, 2008). Il en résulte qu'à différents stades de leur existence, de nombreuses espèces de poissons récifaux, dont certaines commercialement importantes, migrent entre les mangroves et les récifs coralliens pour une partie ou la totalité de leur cycle de vie (Fig. 1.22). Ces liens biologiques et trophiques fondamentaux entre certaines espèces récifales et les mangroves interviennent parfois sur une

distance de plusieurs dizaines de kilomètres (Manson *et al.*, 2005 ; Nagelkerken *et al.*, 2008). Par conséquent, la distribution, l'extension et la conservation des mangroves aux échelles régionales et locales sont d'une importance fondamentale pour le fonctionnement, la biomasse, la biodiversité et la résilience des écosystèmes côtiers environnants notamment des récifs coralliens et auront une répercussion directe sur la qualité et la quantité des ressources halieutiques disponibles pour les pêcheries locales (Halpern, 2004 ; Mumby *et al.*, 2004 ; Nagelkerken, 2009).

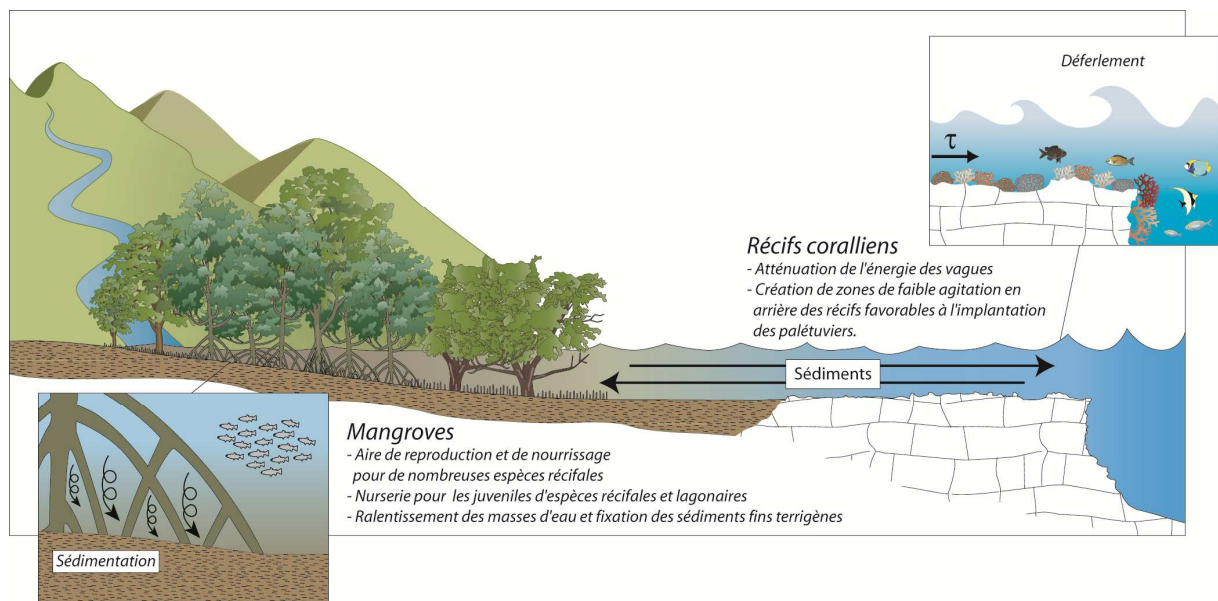


Figure 1.22 : Schématisation des principales interactions entre les récifs coralliens et les mangroves. Les récifs créent des conditions de faibles agitations en raison du déferlement des vagues et de la résistance du fond récifal (τ) à la propagation des vagues. Les mangroves jouent un rôle primordial dans les cycles biogéochimiques par leur productivité primaire considérable et par leur place centrale dans les cycles biologiques de nombreuses espèces animales lagonaires et leur rôle de nurserie pour un grand nombre d'espèces de poissons récifaux. Enfin les mangroves, par leur action filtrante, protègent les récifs d'une sédimentation terrigène excessive.

Conclusion

Les côtes tropicales, et notamment celles de Mayotte, se caractérisent par des écosystèmes littoraux particulièrement riches : les mangroves et les récifs coralliens. Ces deux environnements, aux structurations et aux dynamiques particulièrement complexes, sont influencés par de nombreux processus interagissant à différentes échelles de temps et d'espace. La production et/ou l'accumulation des sédiments et au final la morphologie de ces deux environnements, bien que caractérisées par des processus hydrosédimentaires très différents,

sont fortement influencées par les nombreuses interactions entre les systèmes physiques et les organismes vivants (coraux et palétuviers).

Les interactions biologiques et physiques entre les mangroves et les récifs coralliens sont nombreuses et essentielles à l'équilibre de l'environnement côtier tropical. Sur ce type de littoral mixte, il existe de profondes connections entre les écosystèmes. Les structures récifales permettent l'implantation de mangroves en créant des conditions de faible agitation. Les mangroves jouent un rôle primordial dans la protection et la préservation des récifs coralliens par leur action filtrante des eaux fluviales chargées en sédiments fins.

D'un point de vue morphodynamique, on peut se demander quelles sont les natures des interactions entre les récifs coralliens et les mangroves. Chaque écosystème influence l'hydrodynamisme et le transport sédimentaire en lui-même mais également ceux des systèmes adjacents. Par exemple, les récifs coralliens exercent une forte influence sur la géomorphologie côtière et la sédimentologie intertidale. Les interactions complexes entre les vagues et les courants à la surface des récifs sont des processus importants qui contrôlent l'énergie hydrodynamique potentielle des agents géomorphologiques côtiers. L'évolution, la dynamique et la structuration des mangroves et des autres formes littorales seront donc fortement dépendantes des caractéristiques des formations récifales amont et des conditions hydrodynamiques engendrées par celles-ci. Le recueil d'informations sur ces interactions est indispensable à la compréhension des géomorphologies littorales dans ce type de milieu mixte à mangroves et à récifs coralliens.

Enfin, il ne faut pas oublier que les interactions biologiques et physiques entre les mangroves et les récifs coralliens revêtent un intérêt économique indéniable, particulièrement dans les pays en voie de développement où ces écosystèmes sont des sources essentielles de revenus par l'intermédiaire de la pêche et du tourisme. La gestion du littoral et de ses ressources halieutiques ne peut pas être envisagée sans prendre en considération la nature et l'importance des liens fonctionnels existant entre ces différents écosystèmes côtiers tropicaux.

Chapitre 2

PROBLEMATIQUE DE RECHERCHE ET PRESENTATION DU SITE D'ETUDE

Introduction

Le précédent chapitre, consacré à la présentation des milieux récifaux et à mangroves et aux processus physiques influençant leurs fonctionnements, a permis de mettre en lumière les nombreuses relations entre les agents dynamiques et les biotopes. Ces environnements complexes structurent le littoral et influencent les processus géomorphologiques à différentes échelles spatiales et temporelles. A partir de cette mise en évidence du rôle majeur joué par les récifs coralliens et les mangroves, ce deuxième chapitre propose une présentation du contexte et des problématiques globales et locales ainsi que les enjeux qui ont conduit à la réflexion générale de ce travail de recherche. Enfin, une description générale de notre site d'étude, l'île de Mayotte, permettra de situer le contexte environnemental et dynamique de base dans lequel se sont développées et évoluent les côtes.

1. Contextes et problématiques de l'étude

1.1. Contexte général de l'étude

Les menaces essentielles depuis plusieurs décennies, pour les environnements littoraux tropicaux, résultent des activités d'origine anthropique affectant directement les écosystèmes : surpêche et pêche destructrice, pollution par sédimentation due à un mauvais usage des terres, pollution par nutriments ou autres, destructions des habitats par remblaiement ou coupes de palétuviers par exemple. A ces dégradations directes, souvent exacerbées par la pression démographique et les aspirations de développement économique, se rajoutent les conséquences du réchauffement climatique. Ces modifications environnementales affectent les processus physiques, biologiques et biogéochimiques des environnements océaniques et

côtiers (hausse du niveau marin et des températures de surface ; changement de la circulation océanique, du régime des houles, du taux de salinité ; Church *et al.*, 2006 ; Church et White 2006 ; Nicholls *et al.*, 2007). Un nombre croissant d'études tend à prouver que le réchauffement climatique mondial a des répercussions directes sur de plus en plus de récifs coralliens et de mangroves avec des conséquences sur la productivité, la biodiversité, la durabilité et la résilience des écosystèmes tropicaux (Hughes *et al.*, 2003 ; McLeod et Salm, 2006, Gilman *et al.*, 2008 ; Wilkinson, 2008). En outre, il apparaît clairement que l'acidification progressive des océans provoquera des dommages de plus en plus conséquents dans le futur aux organismes récifaux (Hoegh-Gulberg *et al.*, 2007). Actuellement, environ 35% des récifs coralliens sont détruits ou très sérieusement dégradés et près de 55% seraient détruits d'ici 40 ans (Tab. 2.1).

Région	Surface des récifs coralliens (km ²) ¹	Récifs disparus (%) ²	Récifs en état critique (%) ³	Récifs menacés (%) ⁴	Récif peu menacés (%) ⁵
Mer Rouge	17 640	4	4	10	82
Golfes d'Aden et Persique	3 800	70	15	12	3
Afrique de l'Est	6 800	15	22	28	35
Océan Indien sud-ouest	5 720	9	24	39	29
Asie du sud	19 210	25	20	25	30
Asie du sud-est	91 700	40	20	25	15
Asie de l'est	5 400	20	22	18	40
Australie, PNG	62 800	3	4	10	83
Océan Pacifique sud-ouest	27 060	4	17	35	44
Iles Polynésiennes	6 733	3	2	5	90
Iles Micronésiennes	12 700	8	7	15	70
Iles Hawaii	1 180	2	4	8	86
Caraïbes US	3 040	21	31	19	29
Nord Caraïbes	9 800	12	13	30	45
Amérique centrale	4 630	14	24	22	40
Petites Antilles	1 920	13	31	22	34
Amérique du Sud	5 120	13	40	17	30
TOTAL	284 803	19	15	20	45

Tableau 2.1 : Etat des récifs coralliens dans le monde (Wilkinson, 2008), les récifs coralliens du sud-ouest de l'océan Indien sont parmi les plus menacés. ¹ Surface des récifs coralliens d'après Spalding *et al.* (2001) ; ² récifs disparus avec 90% des coraux morts et recouvrement improbable ; ³ récifs dans un état critique avec 50 à 90% des coraux perdus et un risque de rejoindre la catégorie ² dans 10 à 20 ans ; ⁴ Récifs menacés avec des signes de dommages modérés : 20 à 50% des coraux morts avec un risque de rejoindre la catégorie ² dans 20 à 40 ans ; ⁵ récifs peu menacés dans l'immédiat par des dommages significatifs (excepté par le changement climatique global).

La hausse contemporaine du niveau de la mer et les changements climatiques favorisent également une intensification des phénomènes d'érosion côtière et une augmentation en fréquence et en intensité d'événements météorologiques paroxysmiques (probabilité de l'ordre de 66 à 90 % ; IPCC, 2007). Ces modifications, conjuguées à la fragilisation des récifs coralliens précédemment évoquée, ont et auront des conséquences sur les littoraux adjacents avec une intensification significative de l'érosion en raison d'une diminution de l'effet protecteur des récifs (Sheppard *et al.*, 2005 ; Nicholls *et al.*, 2007).

1.2. Problématique locale et objectifs de l'étude

L'exiguïté du territoire, l'augmentation régulière des pressions anthropiques sur les espaces littoraux ainsi que la vulnérabilité des environnements et écosystèmes côtiers aux changements climatiques, à la montée du niveau marin et aux événements extrêmes constituent des contraintes spécifiques aux milieux insulaires tropicaux (Pelling et Uitto, 2001 ; Mimura *et al.*, 2007). L'île de Mayotte ne fait pas exception à ces problématiques environnementales liées à ces contraintes locales et globales.

Les récifs coralliens de Mayotte, notamment les récifs frangeants, sont parmi les plus menacés de l'océan Indien et montrent des signes importants de dégradation (Ahamada *et al.*, 2008). De nombreuses études permettent de suivre régulièrement l'évolution de l'état de santé de ces récifs dans le cadre de l'Observatoire des Récifs Coralliens (ORC). Les résultats obtenus lors des derniers relevés de recouvrement coralliens sur les récifs barrières ont permis de distinguer des secteurs à très bonne vitalité et aux peuplements bien structurés (Grand récif du nord-est centre, Choizil, Hajangoua-Bandrélé et le Récif du sud), des secteurs moyennement dégradés (récif du sud-est, secteur de Bouéni) et des secteurs dégradés présentant une couverture très faible et des peuplements déstructurés (Sazilé, extrémités du Grand récif du nord-est, récif de Pamandzi). Au niveau des récifs internes, le secteur des récifs du nord-est se distingue largement avec une très bonne couverture corallienne alors que la double barrière sud-ouest présente une couverture corallienne faible à très faible (Dinhut *et al.*, 2008). Le phénomène de blanchissement corallien semble prépondérant pour expliquer l'évolution et les variations de la vitalité des récifs barrières. En 1998, 85 % des peuplements coralliens sont morts en liaison avec les températures océaniques élevées atteintes lors de l'été austral (32°C). Depuis le recouvrement corallien se rétablit progressivement mais lentement (PARETO et ARVAM, 2006).

Les récifs frangeants de Mayotte montrent une tendance générale de diminution de la vitalité tout autour de l'île (Wickel et Thomassin, 2005). Cette dégradation n'est cependant pas régulière et semble surtout avoir affecté les récifs entre 1989 et 1997 (Fig. 2.1). Entre 1997 et 2004, les récifs ont également connu une perte de vitalité, mais à un moindre degré, avec même par endroits une amélioration de la couverture corallienne. La richesse et l'état de santé des peuplements coralliens de ces récifs frangeants sont déterminés par un ensemble de facteurs, naturels et/ou artificiels, qui interfèrent parfois selon les secteurs concernés. Parmi les facteurs naturels influençant la vitalité du récif, l'exposition aux vagues et aux courants côtiers ainsi que, de façon exceptionnelle, l'arrivée massive d'eau océanique très chaude lors d'épisode El Nino (1983 et 1998) semblent les plus pertinents (Faure et al., 1984, Quod et al., 2002). D'autres facteurs naturels peuvent avoir eu des conséquences drastiques sur ces peuplements coralliens, mais plus localement, comme les mortalités de coraux induites par les infestations d'étoiles de mer *Acanthaster planci* qui s'en nourrissent (Porcher et al., 2002).

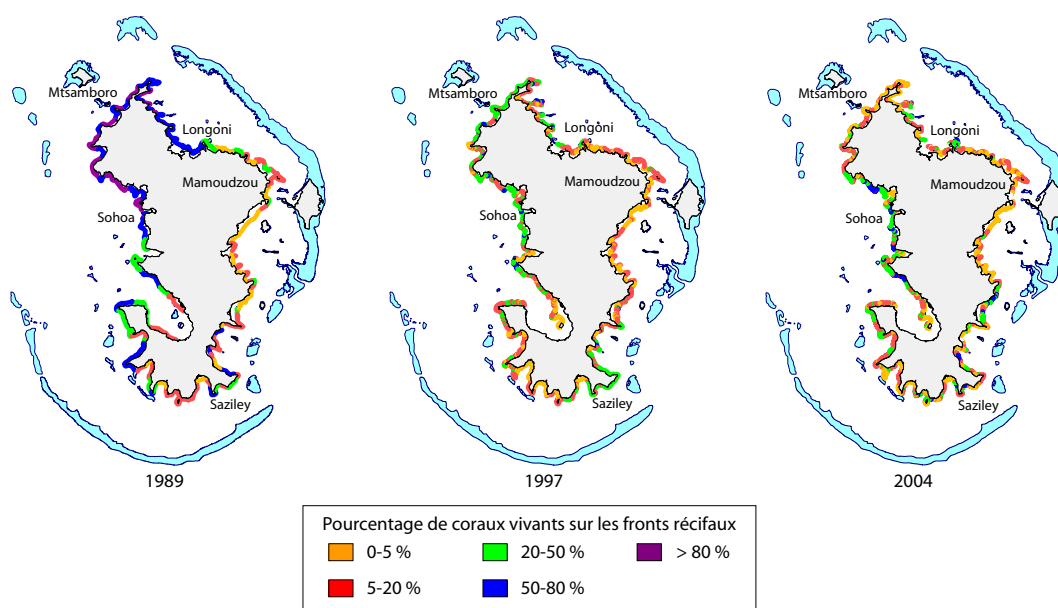


Figure 2.1 : Evolution de l'état de santé des récifs frangeants de Mayotte entre 1989 et 2004 (Wickel et Thomassin, 2005). Les récifs frangeants montrent une tendance générale de diminution de la vitalité autour de l'île. La dégradation n'est pas régulière et semble surtout avoir affecté les récifs entre 1989 et 1997. Entre 1997 et 2004, les récifs ont également connu une perte de vitalité, mais à un moindre degré, avec même par endroits une amélioration de la couverture corallienne.

En ce qui concerne les facteurs artificiels, les analyses statistiques effectuées ont permis de mettre en évidence des corrélations inversement proportionnelles entre la vitalité du

récif et certains paramètres reflétant l'impact des activités anthropiques : densité de population côtière, surfaces urbaines et consommation en eau. La dégradation observée aujourd'hui semble principalement due aux impacts du développement de l'île, puisqu'une très forte détérioration des récifs avait été constatée avant l'épisode de blanchissement corallien massif de 1998 (Wickel et Thomassin, 2005).

L'augmentation des apports de sédiments terrigènes depuis les années 1960 semble être la principale cause de dégradation des récifs frangeants et de l'environnement lagunaire de Mayotte (Guilcher *et al.*, 1965 ; Thomassin *et al.*, 1989 ; Raunet, 1992 ; Porcher *et al.*, 2002). Plusieurs études portant sur la sédimentologie du lagon ainsi que sur l'érosion et les apports sédimentaires terrigènes ont montré que, si le taux de sédimentation terrigène semble assez stable (environ 20 kg/m²/an en baie de Longoni en 1986 et 1994), l'extension terrigène s'est considérablement développée depuis 1959 au détriment de la sédimentation carbonatée (Thomassin *et al.*, 1989 ; Gout, 1991 ; Lapègue, 1999). Le contexte local mahorais est marqué par un développement économique accéléré et une forte croissance de la population mahoraise (23 000 habitants en 1958 contre près de 200 000 en 2007, Fig. 2.2). Les problèmes de sédimentation terrigène paraissent être liés à ce développement et à l'accroissement du défrichement des versants, à de mauvaises pratiques agricoles (culture sur brûlis, technique de la gratte) et aux travaux d'aménagement de grande ampleur (routes, ports, extensions urbaines).

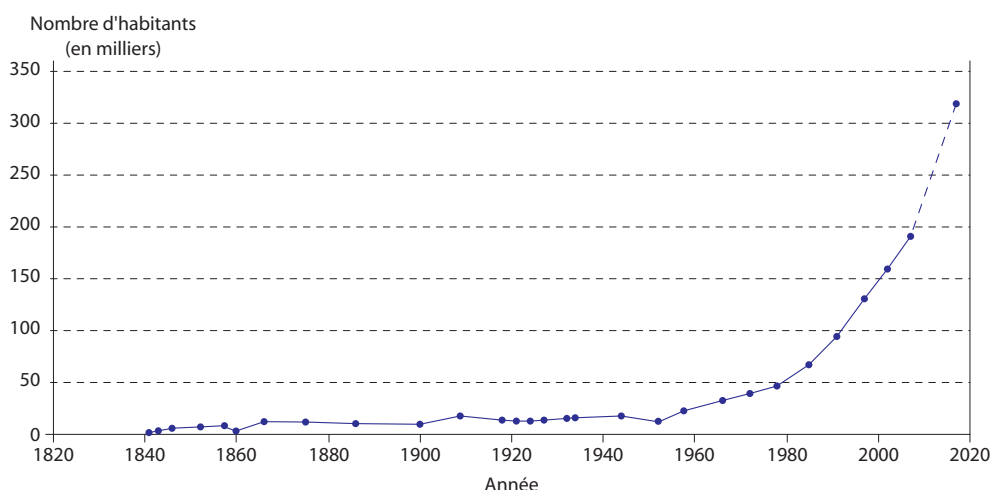


Figure 2.2: Evolution de la population mahoraise depuis le début du 19^{ème} siècle d'après données de Gevrey (1870) et de l'INSEE (2007).

Les mangroves jouent un rôle fondamental de filtre, intégrant naturellement une grande partie des apports de matières en suspension en provenance des bassins versants et limitant ainsi la turbidité des eaux s'acheminant vers les récifs et responsables de l'envasement des lagons. Les récifs coralliens se développent préférentiellement dans les eaux claires, oligotrophes, sur des substrats durs. Les particules en suspension ont des effets inhibiteurs ou négatifs sur les communautés récifales (chapitre 1). Cependant, les observations de terrain et l'analyse de photographies aériennes menées depuis les années 1990 ont permis de mettre en évidence une forte érosion de nombreuses mangroves mahoraises (Lebigre, 1997, 1999 ; Fromard, 2000 ; Robbe, 2000 ; ESPACES, 2004a ; Dolique et Jeanson, 2006 ; Laulan *et al.*, 2006) avec des changements surfaciques prononcés et des modifications substantielles des processus géomorphologiques. Certaines études ont pris en compte les environnements connexes aux mangroves pour tenter de comprendre les causes qui sous-tendent cette dynamique des mangroves, que ce soit les caractéristiques des bassins versants ou l'influence lagonaire (ESPACES, 2003 ; Holley, 2003 ; Besson, 2005 ; Jeanson, 2005). Ces différents travaux ont permis de mettre en évidence une évolution nettement régressive des mangroves situées au sud et à l'ouest de l'île. Inversement, les mangroves du nord et de l'est sont moins dynamiques. Les causes de la diminution surfacique sont bien établies pour les sites soumis à de fortes pressions anthropiques (remblaiements, coupes) ; en revanche comme le mentionnent Lebigre (1997), Fromard (2000) et Laulan *et al.* (2006) dans l'état actuel des connaissances, aucune explication ne paraît satisfaisante pour éclairer la dynamique de nombreuses mangroves de l'île en raison de l'absence d'informations détaillées sur les processus hydrosédimentaires en jeu.

Les travaux engagés dans le cadre de ce projet de recherche s'inscrivent dans une double logique. Ils visent d'une part, à **améliorer notre connaissance des processus susceptibles d'éclairer sur les modalités et les mécanismes de l'évolution et de la morphodynamique de ces côtes**. L'approche scientifique, basée sur des mesures détaillées de l'hydrodynamisme, des variations morphologiques et du comportement du littoral, cherche à **mieux comprendre les processus et les relations dynamiques qui animent l'ensemble du complexe récifo-lagunaire mahorais**, des pentes externes des récifs barrières jusqu'aux littoraux.

Ils doivent également **permettre, d'autre part, la mise en place d'outils d'observation et d'analyse dans le cadre d'un réseau de surveillance opérationnel**. Cette

démarche novatrice vise à fournir un point de référence de l'état du littoral mahorais dont les changements futurs pourront être ainsi évalués et caractérisés.

Les processus physiques ont un rôle fondamental dans la structuration géomorphologique du littoral, mais également dans la composition, le fonctionnement et la résilience des communautés biologiques associées. **La compréhension et le suivi du fonctionnement naturel de la dynamique côtière sont des conditions prérequis pour optimiser la gestion intégrée de ces espaces** en fort développement démographique et économique dans un temps où la vulnérabilité des récifs coralliens et des mangroves est source d'attention croissante tant au niveau local que global.

2. Présentation du site d'étude

Mayotte est une collectivité départementale française de l'océan Indien située au nord du canal du Mozambique, à 300 km au nord-ouest de la côte malgache et à 450 km du continent africain, approximativement à 13° de latitude sud et à 45° de longitude est. Avec les îles d'Anjouan, de Mohéli et de Grande Comore, Mayotte constitue l'archipel des Comores. D'une superficie de 374 km², Mayotte est composée de deux îles principales, Grande Terre et Petite Terre, et d'une trentaine d'îlots d'origine volcanique ou corallienne épars dans le lagon. Une haute volcanique (culminant à 660 m au Mont Bénara), Mayotte est ceinturée par un réseau de récifs coralliens remarquables avec, notamment, un récif barrière presque continue de 157 km de circonférence, à laquelle il convient d'ajouter plus de 40 km de barrière immergée au nord, soit près de 197 km de circonférence totale (chapitre 1). Cette barrière récifale délimite entre elle et le littoral un des plus étendus lagons de l'océan Indien, d'une superficie de près de 1500 km². Le contexte volcanique et tropical de Mayotte, ainsi que la présence d'un vaste système récifo-lagonaire, offrent une grande diversité morphologique des côtes. Le linéaire côtier, particulièrement découpé, s'étend sur une longueur totale de près de 265 km (208 km pour Grande Terre) (De La Torre et Aubie, 2003) et est composé majoritairement de falaises, entrecoupées de nombreuses anses sableuses et de baies sablo-vaseuses au fond desquelles se sont établies de petites mangroves (Fig. 2.3).

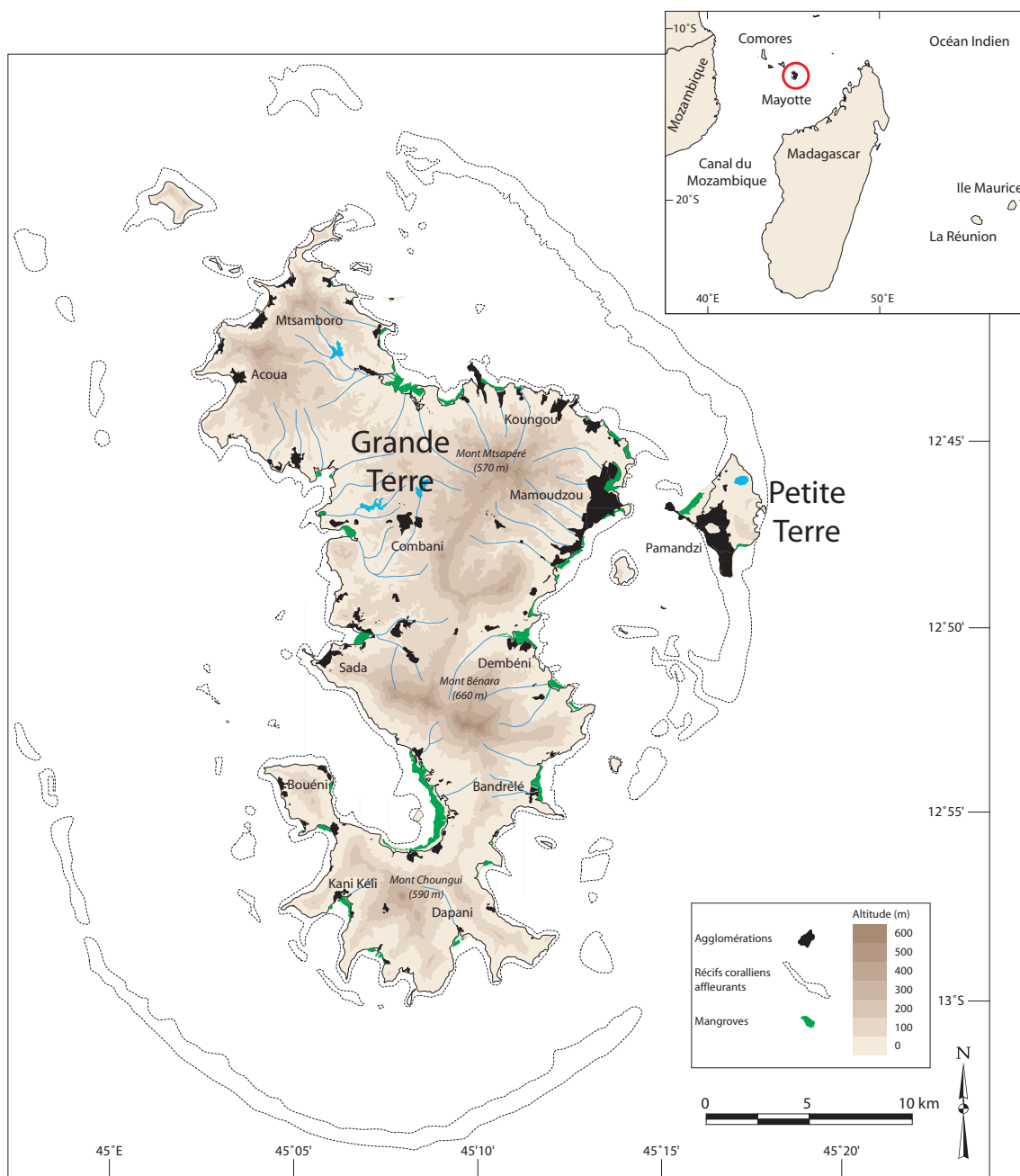


Figure 2.3 : Localisation de Mayotte dans l'océan Indien occidental et carte géographique simplifiée.

2.1. Evolution géologique et structurale simplifiée de Mayotte

Mayotte et l'archipel des Comores sont les produits de l'interaction entre l'activité d'un point chaud, dont on retrouve la trace depuis l'atoll des Glorieuses à 250 km au nord-est de Mayotte jusqu'au volcan actif de Grande Comore à 250 km au nord-ouest de Mayotte

(Emerick et Duncan, 1982 ; Audru *et al.*, 2006) et la présence d'une tectonique active qui peut clairement être associée à l'extension à l'origine du Rift Est-Africain (Debeuf, 2004).

La formation et l'évolution géologique de Mayotte sont particulièrement complexes et on ne fera ici qu'en esquisser les grandes étapes et les principaux événements (Nougier *et al.*, 1986 ; Stieltjes, 1988 ; Dullo *et al.*, 1998 ; Thomassin, 1999a ; Deveuf, 2004). Deux volcans-boucliers se forment d'abord au sud, puis au nord ; ils émergent de l'océan à partir de -10 millions d'années (Ma) et s'édifient pendant près de 4 à 5 Ma. Entre -5 à -3,5 Ma se mettent en place les laves différenciées sous la forme d'intrusions phonolitiques telles que le Mlima Bénara ou le Mlima Choungui, aiguille phonolitique caractéristique et la péninsule de Sazilé ainsi que quelques coulées de vallées qui les accompagnent (Fig. 2.4). Ces dernières forment actuellement les lignes de crêtes entre les nombreuses baies du Sud de l'île par inversion de relief.

Entre -3,5 et -2,2 Ma, les deux grands volcans évoluent de façon similaire, avec des coulées de laves pouvant descendre jusqu'à la mer, les caldeiras de ces deux volcans occupent alors des surfaces importantes. Vers -2 Ma, apparaît un troisième édifice volcanique dont une partie du cône s'appuie sur les deux volcans existants. Il ne subsiste de lui aujourd'hui que des traces de sa caldeira (banc de l'Iris, îlot Mtsamboro), et des traces de coulées. Entre -1,8 et -1,4 Ma, un nouveau volcanisme apparaît sur le bouclier primitif déjà fortement érodé (Mont Mtsapéré) avec des épanchements de laves visqueuses. Une nouvelle phase volcanique de type explosive se manifeste en bordure de mer vers -0,5 Ma, un magma riche en silice est projeté à très grande hauteur sous l'effet de la vaporisation de l'eau. Ces cratères d'explosions forment des maars pyroclastiques (Kawéni, Kavani). Plus récemment encore (moins de 80 000 ans), une nouvelle série d'éruptions volcaniques violentes forment l'île de Petite Terre à travers la barrière récifale pléistocène. Les dernières explosions remontent à moins de 10 000 ans et ont affecté le secteur des Badamiers sur Petite-Terre. Actuellement, on peut toujours observer des dégagements gazeux sur l'éstran lors des basses mers aux abords de l'aéroport (observations personnelles).

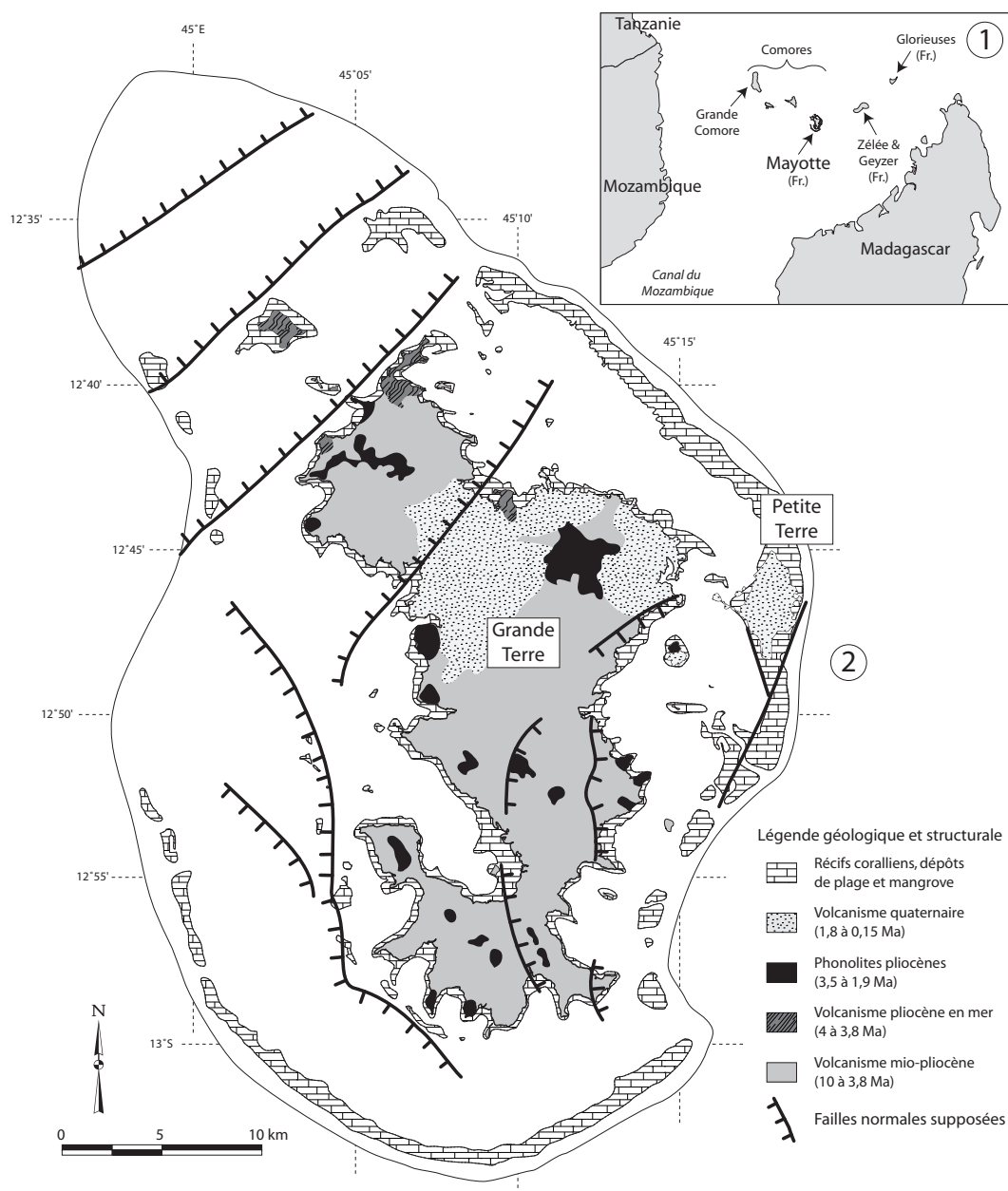
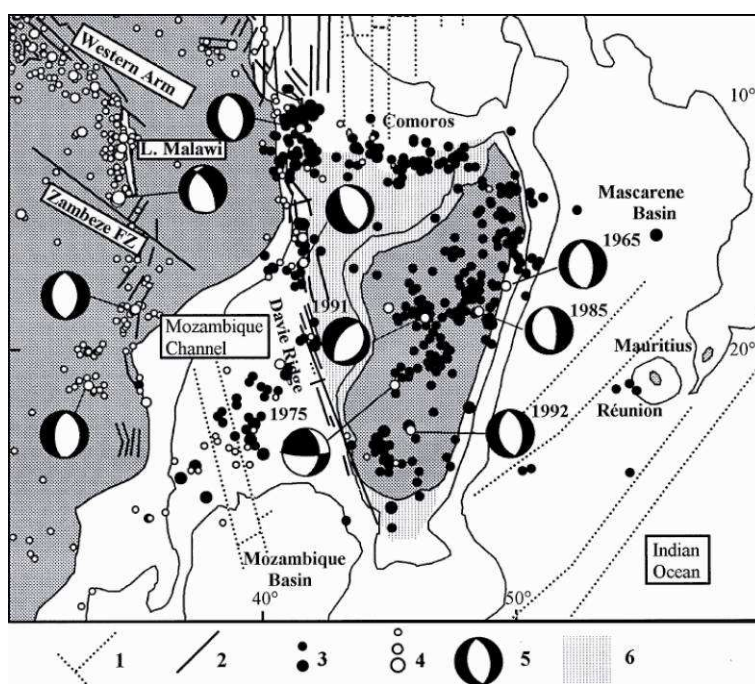


Figure 2.4 : (1) Cadre simplifié de la trace supposée du point chaud des Comores, depuis l'atoll des Glorieuses à l'est jusqu'au volcan actif de Grande Comore à l'ouest (volcan du Karthala à 2263 m). (2) Carte schématique des grands ensembles géologiques et des structures tectoniques supposées de Mayotte, d'après Stieltjes (1988), Audru *et al.* (2002, 2004, 2006), Debeuf (2004).

Des failles (N170°, N140° et N040°, Fig. 2.4) recoupent l'ensemble de Mayotte (terre et lagon) en particulier dans le nord-ouest où elles limiteraient des blocs basculés. Ces discontinuités semblent être liées à l'activité tectonique régionale qui se matérialise par l'ouverture de la ride de Davie et la présence d'une zone d'extension diffuse entre l'Afrique de l'Est et le nord de Madagascar. Ces zones provoquent une activité sismique au niveau de

l'archipel des Comores (Bertil et Regnault, 1998 ; Fig. 2.5). Outre cette tectonique régionale, on observe une tectonique locale liée à la mise en place de l'appareil volcanique à travers un plancher océanique déjà parcouru d'anciennes failles. Il s'agit de l'effondrement des caldeiras (par exemple la baie de Bouéni) et des grands effondrements marins induisant des concavités originales comme celle observable au niveau du récif barrière sud-est (Stieltjes, 1988 ; Audru et al., 2006). Toutefois, on notera qu'aucun indice de mouvement tectonique récent n'a été observé à Mayotte (Audru et al., 2004).



Les formes actuelles du relief et des côtes de Mayotte sont l'aboutissement de l'histoire géologique et volcanique complexe et des processus géomorphologiques particulièrement actifs en milieu tropical. La géomorphologie de l'île est dominée par la formation de bassins versants en forme « d'alvéoles » et « d'amphithéâtres » (Raunet, 1992) produits par l'érosion régressive. Les extrusions phonolitiques issues de la fracturation des édifices volcaniques représentent les points d'ancrage du relief dans la mesure où la morphogenèse d'un bassin se stabilise lorsque l'amont du bassin coïncide avec les noyaux durs phonolitiques (Stieltjes, 1988 ; Lapègue, 1999).

Soumis à un climat chaud et plus ou moins humide depuis plusieurs millions d'années, les roches volcaniques ont été fortement altérées (à l'exception des roches issues du volcanisme récent) par hydrolyse et oxydation et peuvent former une couche de 5 à 30 mètres d'épaisseur (Lapègue, 1999) susceptible de s'éroder très fortement à partir du moment où la couche argileuse (d'épaisseur métrique à pluri-métrique) qui la protège est attaquée (Raunet, 1992). Le décapage de cette matrice argileuse et l'infiltration très mauvaise des altérites entraînent un fort ravinement du substratum altéritique et la création de badlands appelés localement *padza*. Les forts indices de pente (3/4 des pentes supérieures à 13%) et les précipitations intenses de la saison humide accentuent ce ravinement, souvent localisé sur les crêtes. Le processus s'accélère alors par autocatalyse et est pratiquement irréversible (compacité, faible réserve hydrique et décapage fréquent limitant la stabilisation par revégétalisation). Bien qu'il apparaisse que les *padza* soient le fruit d'une évolution pédoclimatique naturelle sur sols ferralitiques anciens (Lapègue, 1999), les activités humaines semblent cependant accélérer les processus d'érosion, et par conséquent augmenter la sédimentation terrigène dans le lagon.

Plusieurs tentatives d'extrapolation d'un volume annuel moyen érodé à l'échelle de l'île ont été réalisées depuis une dizaine d'années malgré la difficulté et l'aspect discutable d'une telle démarche. Ces travaux sont basés sur le croisement d'indices d'érosion déterminés expérimentalement à partir de parcelles d'érosion témoins (Lapègue 1999) ou d'érodimètres différentiels à aiguilles (Ferret et Sarrailh, 2005), avec les cartes pluviométriques et celles des sols, la topographie, l'analyse de photographies aériennes (Holley, 2003) et en recourant au modèle de Wischmeier. Lapègue (1999) trouve ainsi la valeur de 293 600 t/an pour l'ensemble de l'île, Holley (2003) estime à 291 200 t/an pour sept bassins étudiés (29 % de la superficie de l'île), soit pratiquement trois fois plus. Ferret et Sarrailh (2005) évaluent enfin le volume d'érosion total de 550 000 à 600 000 t/an. Ces résultats bien qu'approximatifs, permettent néanmoins de se faire une idée de l'ampleur du phénomène et de ses conséquences sur l'environnement littoral.

2.2. Contexte climatique et océanographique

2.2.1. Régime climatique et hydrologique

L'île est soumise à un climat tropical humide maritime insulaire. Deux saisons rythment l'année, l'une chaude et pluvieuse, l'autre plus fraîche et sèche. Elles sont séparées

par deux intersaisons plus brèves. Les conditions climatiques (pression atmosphérique, vents et précipitations) sont contrôlées par la position de la Zone de Convergence Inter Tropicale (ZCIT) qui oscille entre les latitudes 15°N et 20°S (Lapègue, 1999). Cette zone de basses pressions, large de 300 à 400 km, est ceinturée au nord et au sud par deux zones anticycloniques.

2.2.1.1. Conditions météorologiques générales

Les gradients de pressions entre la ZCIT et les anticyclones induisent respectivement des vents de moussons de provenance nord/nord-ouest humides et chauds sur Mayotte lors de l'été austral (saison dénommée localement *Kashkasi*) et des vents de sud/sud-est secs et frais (alizés, *Kusi*) pendant l'hiver austral. Durant la saison humide (décembre à mars), la ZCIT se trouve au sud de Mayotte ; les masses d'air, qui ont franchi l'équateur et proviennent du nord de l'océan Indien, sont chaudes et humides. Les pluies sont abondantes, en particulier pour les mois de janvier et février. Les températures maximales sont de l'ordre de 31-32°C et les minimales de 23 à 25°C. Les reliefs du nord jouent un rôle non négligeable dans la répartition pluviométrique en provoquant l'élévation et le refroidissement des masses d'air humides liées au flux de mousson en saison humide. Les cumuls de précipitations atteignent ainsi en moyenne 1 700 à 1 750 mm par an sur la moitié septentrionale de l'île, tandis que pour les régions du Sud, la période humide est moins longue et la pluviométrie est de l'ordre de 1 000 à 1 200 mm par an (Fig. 2.6). Durant cette saison, Mayotte peut être touchée par des dépressions tropicales ou des cyclones.

Au cours de la saison sèche (juin à septembre) la ZCIT remonte au nord de l'équateur et disparaît sur l'océan Indien en raison du réchauffement du continent asiatique (effet dépressionnaire) ; les anticyclones remontent également en latitude et circulent au sud des Comores (25° à 30° de latitude sud) en se dirigeant lentement vers l'est. Mayotte subit alors l'alizé de sud/sud-est (*Kusi*). Les précipitations diminuent fortement, Madagascar jouant le rôle de barrière pluviométrique qui assèche les alizés ; le mois le plus sec est généralement le mois d'août. Les températures maximales atteignent 27-29°C et les minimales 20-22°C. La remontée d'air polaire dans le couloir formé par le détroit du Mozambique peut occasionnellement induire une baisse de la température accompagnée de fortes précipitations sur les reliefs (Lapègue, 1999).

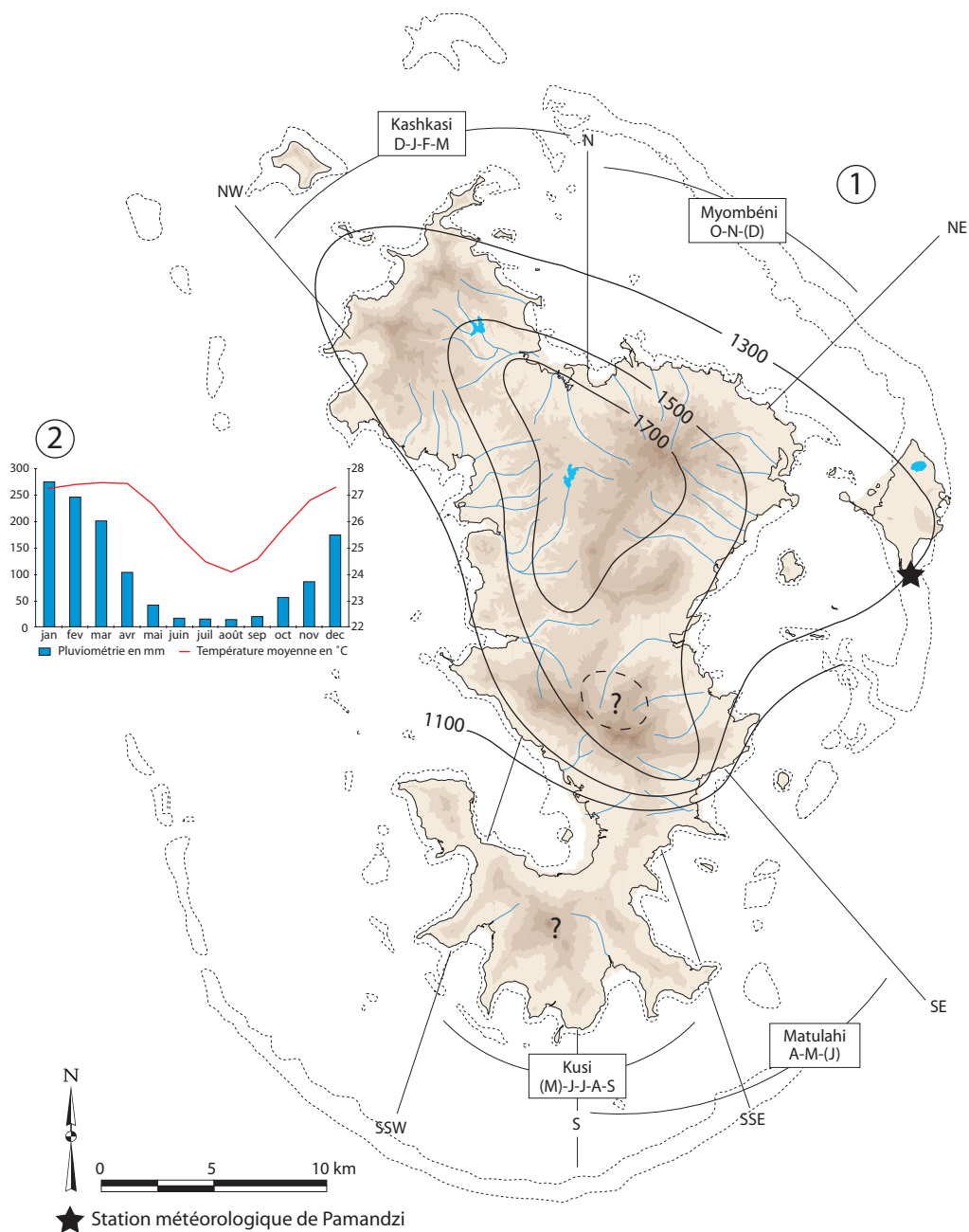


Figure 2.6 : (1) Régime des vents dominants et isohyètes du module moyen annuel (mm). Années complètes 1934 – 1997 (d'après Lapègue, 1999). (2) Diagramme ombrothermique de la station de Pamandzi (normales 1951-2005, source Météo France Mayotte).

Deux intersaisons plus courtes assurent les transitions entre la saison chaude et fraîche. D'avril à mai (*Matulahi*) la ZCIT se déplace vers le nord et les alizés s'établissent progressivement. Les dépressions tropicales sont cependant possibles jusqu'à fin avril. D'octobre à novembre (*Myombeni*), la ZCIT commence à apparaître sur l'océan Indien et elle

se déplace vers le sud, un flux de nord-est s'établit, le temps est chaud et humide et assez beau avec un pic relatif sensible de pluviométrie (pluie des mangues).

2.2.1.2. Débits fluviaux et hydrologie de surface

En raison de sa taille modeste et de son relief accidenté, l'île de Mayotte présente un réseau hydrographique marqué par des bassins versant bien individualisés de faible dimension. La répartition très hétérogène des terres et des précipitations favorise les bassins proches des points hauts ou orientés au nord (régime des précipitations en saison humide) ; par conséquent les bassins versants les plus importants en surface et en débit se trouvent en grande majorité dans la partie centre nord de l'île, coincés entre les massifs du Bénara, du Mtsapéré et de l'Hachiroungou. Le massif du Choungui, isolé au sud, abrite des bassins de taille plus modeste. L'ensemble de l'île comporte 124 cours d'eau répartis dans 72 bassins versants d'une superficie variant de moins de 2 km² à près de 25 km². Le principal cours d'eau est le Mro oua Oourovéni avec un linéaire de 13,9 km pour une surface drainée de 23,3 km². On dénombre 24 rivières pérennes dont seulement dix possèdent une superficie de bassin versant supérieure à 5 km², elles sont localisées essentiellement dans le nord de l'île qui représente 90 % de l'écoulement total. Seules cinq rivières du sud ont un écoulement permanent associé cependant à un débit spécifique très faible ($< 2 \text{ l/s/km}^2$) (Lapègue, 1999). Autre conséquence du relief et des précipitations souvent intenses, les bassins répondent rapidement (dans les 12 heures) à un événement pluvieux isolé et cette réponse brutale se résorbe vite (moins d'une semaine en général, parfois dans la journée). Cependant, les fortes variabilités des paramètres des bassins versants (surface, géométrie, pente, couverture forestière, perméabilité des formations du sous-sol, structure géologique) peuvent entraîner des écarts significatifs dans les caractéristiques hydrologiques et le comportement des rivières.

Le suivi des débits des principaux cours d'eau met en évidence le caractère saisonnier très marqué des écoulements identique à celui des précipitations (Eberschweiler, 1986 ; Lapègue, 1999). Le débit mensuel atteint son maximum en février/mars à la suite des précipitations abondantes de la saison humide. Au cours de cette saison, les variations de débit liées au passage d'épisodes pluvieux intenses sont très importantes et rapides, les écoulements sont le plus souvent de type torrentiel. Les débits diminuent ensuite rapidement pour atteindre le niveau d'étiage entre septembre et novembre, avec quelques l.s^{-1} à quelques dizaines de l.s^{-1} . Dans le sud de l'île, la plupart des cours d'eau sont à sec durant cette période,

la capacité de recharge des nappes alluviales étant trop faible pour alimenter les rivières (Eberschweiler, 1986).

Il n'existe pas de données quantitatives et qualitatives sur les débits solides. Cependant, Lapègue (1999) met en évidence la très bonne liaison entre les précipitations, la turbidité et la charge des rivières. En matière de dépôt à la côte, il démontre également le lien entre les apports liés à un flux horizontal, très corrélables avec les événements pluvieux et directement corrélables au paramètre de turbidité. Celle-ci est un marqueur sensible de la pluviométrie amont et des apports sédimentaires et témoigne d'un processus assez lent de décantation, donc moins instantanément lié aux précipitations et bien lié au débit. Par conséquent, le régime saisonnier hydrique se répercute sur les apports sédimentaires à la côte, les fortes pluies et crues saisonnières de la saison humide entraînant des apports sédimentaires importants, notamment des silts et des argiles (Thomassin *et al.*, 1989 ; Lapègue, 1999). La prépondérance de roches ignées, d'altérites et de formations argileuses (Stieltjes, 1988 ; Raunet, 1992 ; Lapègue, 1999) peut laisser penser que les sédiments transportés seront composés essentiellement de minéraux émanant directement des roches volcaniques (titanomagnétite, quartz, pyroxènes, olivines, amphiboles, biotites, feldspaths, micas ...), et d'une grande variété de produits issus de l'altération de ces minéraux (oxydes d'aluminium, de fer, de manganèse, argiles...).

2.2.2. Les conditions hydrodynamiques générales

2.2.2.1. La marée

Mayotte est soumise à un régime de marée semi-diurne, à marnage de type mésotidal (3,20 m en période de vives-eaux moyennes). L'influence des ondes diurnes crée une inégalité entre les hautes mers et les basses mers du matin et du soir, inégalité qui peut atteindre jusqu'à 0,60 m pour les hautes mers et 0,20 m pour les basses mers. Les enregistrements de courant réalisés sur les récifs intra-lagonaires (double barrière) mettent clairement en évidence le caractère semi-diurne progressif de la marée dans le lagon avec une concordance des vitesses maximales du courant avec les pleines et basses mers. Les renverses de direction de courant s'effectuent à mi-marée. Les valeurs des marées théoriques (Dzaoudzi) nous ont été fournies par le Service Hydrographique de la Marine National (SHOM). Les niveaux moyens de marée (Tab. 2.2) ont été rapportés au référentiel local IGN 1950 de Mayotte.

Niveau marin	cote (m IGN 1950)
Niveau moyen des pleines mers de vives-eaux – PMVE (MHWS)	1,41 m
Niveau moyen des pleines mers de mortes-eaux – PMME (MHWN)	0,25 m
Niveau moyen de la mer – NM (MSL)	-0,16 m
Niveau moyen des basses mers de mortes-eaux – BMME (MLWN)	- 0,53 m
Niveau moyen des basses mers de vives-eaux – BMVE (MLWS)	- 1, 78 m

Tableau 2.2 : Cotes des niveaux marins à Mayotte pour le port de Dzaoudzi, Petite Terre (source SHOM).

2.2.2.2. Les houles

Les données sur les conditions d'agitation dans la région de Mayotte sont très limitées en l'absence d'enregistrements directs dans le lagon de Mayotte ou dans le proche océan. Les seules données de houles disponibles sont issues d'une compilation de données régionales à partir d'observations de navires (SHOM, 1984). Ces relevés montrent une nette dominance des vagues à fetch limité et de hauteur modérée (Fig. 2.7) ; 80 % des vagues ont une période inférieure ou égale à 7 s et 85 % ont une hauteur inférieure à 2 m. La faible proportion des houles longues peut être expliquée par la présence de l'île de Madagascar qui protège le nord du canal du Mozambique d'une grande partie des houles australes générées par les dépressions tempérées.

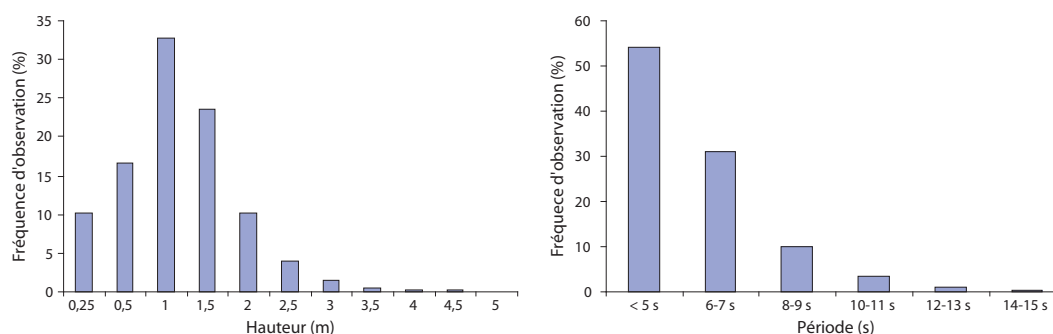


Figure 2.7 : Caractéristiques des houles dans la zone 0°-20° Sud et 40°-50° Est. Ces données, établies à partir d'observations de navires, montrent la prédominance des vagues de périodes courtes et de hauteurs faibles à modérées (d'après SHOM, 1984).

Il n'existe pas de données sur la provenance et sur les variations temporelles des caractéristiques des houles. De même, il n'existe aucune donnée sur les variations spatiales des conditions de l'agitation sur les littoraux. Néanmoins, et comme le soulignent [Guilcher et al. \(1965\)](#), il est probable que les conditions météorologiques régionales marquées par l'alternance des vents de nord (mousson) et de sud (alizés) se répercutent directement sur le régime des vagues. A partir de ces éléments, nous pouvons en déduire que les vagues observées à Mayotte ont deux origines principales : (1) les dépressions tempérées australes qui génèrent des houles longues qui remontent le canal du Mozambique ; ces houles affectent les littoraux exposés au sud ; (2) les vents locaux et régionaux qui forment des vagues courtes ($T = 5$ à 7 s) ; ces vagues de fetch limité se forment dans la région proche de Mayotte et sont principalement gouvernées par les changements saisonniers des vents (alternance mousson-alizé), avec une provenance nord durant l'été austral (mousson) et sud durant l'hiver austral (alizés).

En raison du manque de données sur les conditions d'agitation dans le lagon et le proche océan, une partie de notre étude sera consacrée à la caractérisation des variations spatiales et temporelles des conditions d'agitation.

2.2.2.3. Les courants et la circulation générale des eaux lagunaires

La courantologie régionale est gouvernée par le courant sud-équatorial et le courant du Mozambique, eux-mêmes initiés et influencés par les changements saisonniers des vents de mousson. Ces courants concourent à la formation d'un gyre anticyclonique prévalant tout au long de l'année dans le nord du canal du Mozambique ([Donguy et Piton, 1991](#) ; [De Ruijter et al., 2002](#)). [Schouten et al. \(2003\)](#) montrent que l'évolution de la localisation et de l'intensité du gyre peut conduire à une fréquence de 5 à 7 cycles par an et à des variations de 5 cm du niveau marin dans la région de Mayotte.

La circulation des masses d'eaux lagunaires reste assez mal connue en raison d'une complexité liée à l'étendue du lagon et des récifs coralliens, à leur diversité morphologique, et bathymétrique, à l'importance du marnage et à l'incidence de la force et de la direction des vents saisonniers. Des mesures courantologiques ont été réalisées ponctuellement par le passé à l'occasion de campagnes océanographiques puis ultérieurement de manière ponctuelle et localisée lors de la réalisation, notamment, d'études d'impact ([Guilcher et al., 1965](#) ; [Arnoux](#)

et al., 1994 ; Gourbesville et Thomassin, 1998). Des travaux récents réalisés par le BRGM et l'IRD sur la courantologie du lagon permettent d'avoir une meilleure connaissance des processus courantologiques et des mouvements des masses d'eaux lagunaires (Charpy, 2007 ; Chevalier *et al.*, 2008 ; Idier *et al.*, 2008).

D'un point de vue général et simplifié, on peut retenir le schéma de circulation qui suit. Sur les platiers du récif barrière, les courants entrants sont induits par le déferlement des vagues et la marée. Dans le lagon, les courants sont principalement liés aux vents et à la marée (surtout à proximité des passes). Les courants liés à la marée sont des courants de directions alternatives en fonction du flot et du jusant (Fig. 2.8). Compte tenu de l'amplitude de la marée à Mayotte, les courants de marée peuvent atteindre des vitesses importantes notamment dans les détroits et les passes. Des courants de l'ordre de $0,5$ à 1 m.s^{-1} ont été mesurés dans les passes, alors qu'ils sont généralement plus faibles dans le lagon ou dans les baies et liées à des branches des courants principaux et dont les directions sont elles-mêmes liées à la morphologie littorale (contre-courant de baie etc.) (Guilcher *et al.*, 1965 ; Idier *et al.*, 2008). Ces courants de marée, même faibles dans les baies sont néanmoins importants pour le transport sédimentaire des particules silteuses sur les platiers des récifs frangeants et au sein des mangroves.

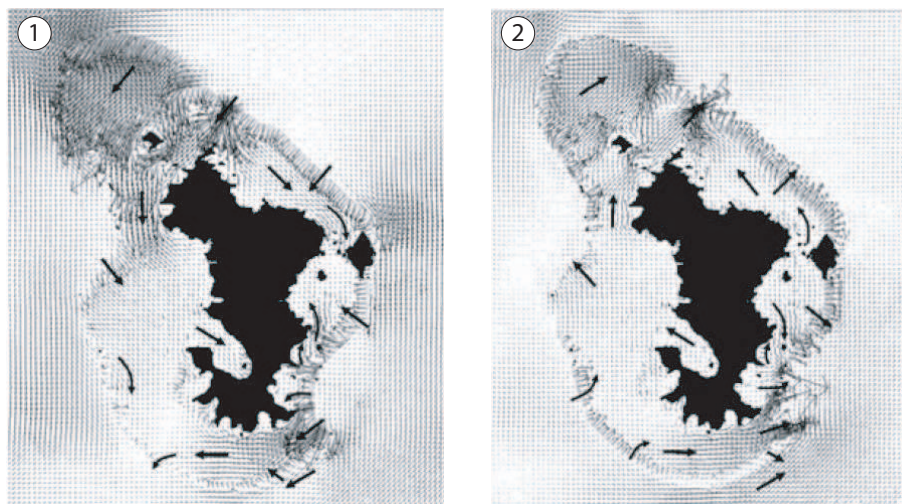


Figure 2.8 : Courants de marée le 21/11/07, au flot (1) et au jusant (2). Au flot les courants entrent dans le lagon au niveau de toutes les passes et récifs ouest, nord, ainsi que le récif situé à l'est, tandis qu'au jusant, les courants rentrent par les passes et récifs du sud-ouest et la barrière effondrée du Nord-Ouest. Résultats d'un modèle courantologique (Idier *et al.*, 2008).

De façon plus globale on peut considérer que le lagon de Mayotte n'est pas homogène sur le plan hydrologique. Il a été divisé en 8 secteurs différents par [Durand et Thomassin \(1992\)](#) chacun paraissant avoir des caractéristiques hydrologiques propres : complexe lagonaire du Banc de l'Iris, de Mtsamboro-Choizil, de la barrière immergée ouest, du Récif du Sud, des passes de Sazilé, d'Hajangoua-Bandrélé, de Dzaoudzi-Pamandzi et du Grand Récif du Nord-est. [Idier et al. \(2008\)](#) confirment la variabilité spatiale des courants au sein du lagon avec des zones à faible hydrodynamisme ($U_{max} < 0,2 \text{ m/s}$) situées dans la partie ouest du lagon (large de Tsingoni et Bouéni), ainsi qu'au sud-ouest de Petite Terre ; des zones à hydrodynamisme moyen ($0,2 \text{ m/s} < U_{max} < 0,8 \text{ m/s}$) situées au sud et au nord-ouest et nord-est, dans les passes, ainsi qu'au large de la pointe de Sazilé, et des zones à fort hydrodynamisme ($0,8 \text{ m/s} < U_{max}$) situées uniquement dans les passes.

2.2.2.4. Les événements météo-marins extrêmes

Le sud-ouest de l'océan indien est exposé régulièrement aux risques cycloniques. Les cyclones apparaissent exclusivement en saison humide, essentiellement pour Mayotte en début et fin de cette période. Leur formation est liée à la conjonction de plusieurs paramètres, principalement une température de la mer supérieure à 26 °C, un foyer dépressionnaire initiateur dans la ZCIT, de forts noyaux de convection locaux et la présence en haute altitude d'une zone de divergence permettant l'écoulement du flux vertical créé par la convection ([Bossler, 1998](#)). Mayotte est relativement protégée par la présence de Madagascar et le risque cyclonique est assez limité, avec des durées de retour importantes (15-20 ans) pour des conditions cycloniques (vents de force ouragan générant des rafales de vent de plus de 150 km/h). Bien sûr, Mayotte n'est pas du tout à l'abri d'un cyclone tropical de forte intensité, générant des conditions de vents encore plus extrêmes (i.e. avec des rafales de vent de plus de 200 km/h), mais la durée de retour d'un tel événement est probablement supérieure à 50 ans (Communication personnelle de Philippe Caroff, responsable de la prévision cyclonique, CMRS/Centre des cyclones tropicaux de La Réunion, Météo-France). Les trajectoires de cyclones passant à proximité de Mayotte ont un caractère très aléatoire ([Mayoka, 1998](#)) mais globalement une majorité des événements cycloniques semblent se diriger vers le sud-ouest de Mayotte ([Fig. 2.9](#)). Les cyclones historiques les plus intenses sont : Disséli en 1934 avec des rafales estimées à 250 km/h à Dzaoudzi qui aurait été rasée, ainsi que les villages de Mtsapéré, Pamandzi, Bouéni et Mzouazia ([Audru et al., 2004](#)) ; le cyclone BSH0553 en

1953, et Kamisy en 1984 avec des vents de 150 km/h à Pamandzi et de 200 km/h estimés à Sada (destruction de la ville à 80%).

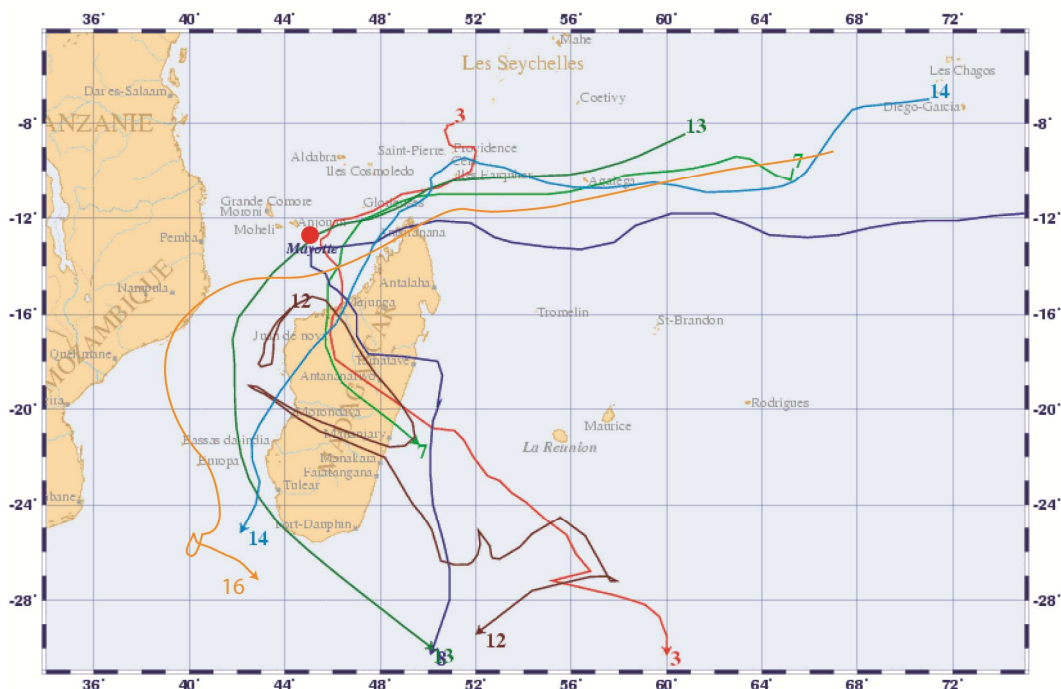


Figure 2.9 : Trajectoires des perturbations s'étant approchées à moins de 300 km de Mayotte au stade de cyclone tropical (1967-2007). 3 : Clotilde (11 janvier 1976) ; 7 : Andry (11 décembre 1983) ; 8 : Kamisy (10 avril 1984) ; 12 : Elita (28 janvier 2004) ; 13 : Ernest (20 janvier 2005) ; 14 : Bondo (24 décembre 2006) ; 16 : Jokwe (06 mars 2008). Communication personnelle de Philippe Caroff, responsable de la prévision cyclonique, CMRS/Centre des cyclones tropicaux de La Réunion, Météo-France.

L'incidence de ces phénomènes météorologiques extrêmes peut être très forte sur l'ensemble des composantes des milieux littoraux sous l'effet des très fortes houles, des surcotes marines (surélévation du niveau moyen du plan d'eau lors des tempêtes liée à la chute de la pression atmosphérique accompagnée de vents violents de mer et de fortes houles), du brassage des eaux et de remise en suspension des sédiments fins et des apports terrigènes très importants lors des très fortes pluies (Bossler, 1998). Dans le cadre de la réalisation par le BRGM de l'atlas des aléas naturels à Mayotte (Audru *et al.*, 2004), les menaces de submersion marine liées aux surcotes cycloniques ont été mises en évidence. Cette étude a été complétée par des simulations réalisées par De La Torre *et al.* (2008). Les modélisations montrent que la surcote liée à la houle resterait dans la plupart des cas relativement modérée (moins d'un mètre), même pour les zones fermées du lagon. Les hauteurs de houle pourraient

être en revanche assez importantes dans l'Ouest du lagon (jusqu'à 6 m) pour des scénarii extrêmes (cyclone type Kamisy avec un forçage constant de 50 m.s^{-1}) mais relativement limitées dans le reste du lagon grâce à la protection des récifs barrières (Fig. 2.10). Les zones sensibles de l'île sont relativement peu exposées en termes de hauteur de houle et de set-up (surélévation du niveau d'eau liée au déferlement de la houle et se conjuguant à la surcote), à l'exception du littoral ouest où la houle pourrait atteindre 4 m. Ainsi, en termes de submersions marines de la frange côtière, même si le rôle du set-up généré par le déferlement sur le récif barrière semble limité, les hauteurs de houle importantes dans le lagon laissent supposer un run-up (altitude maximale atteinte par le jet de rive) significatif sur les côtes potentiellement exposées.

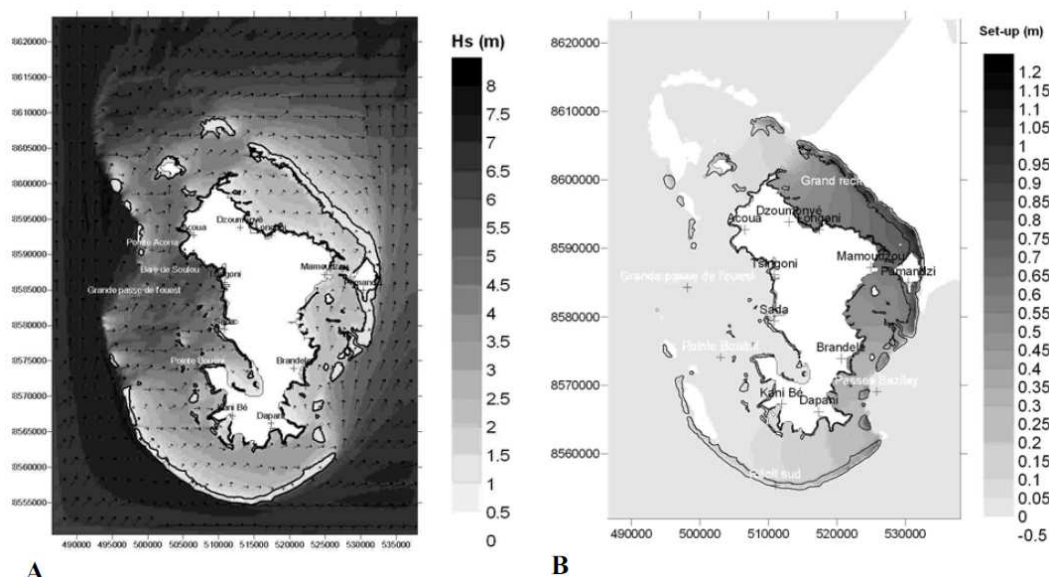


Figure 2.10 : Exemples de simulations des conditions hydrodynamiques générées par un cyclone d'après [De La Torre et al. \(2008\)](#) : (A) Hauteur significatives (H_s) pour une houle de sud-ouest du cyclone Kamisy, le secteur ouest du lagon largement ouvert sur le large permet la pénétration des houles ; (B) set-up pour une marée basse et une houle de nord-est d'un cyclone intense. Ces simulations mettent en évidence le rôle des récifs barrières dans la protection du lagon et du littoral.

Conclusion

Le littoral de l'île de Mayotte connaît depuis plusieurs décennies, à l'instar d'une grande partie des côtes tropicales à travers le monde, un accroissement régulier des pressions anthropiques sur son environnement littoral. A ces dégradations directes et rapides se rajoutent les conséquences du réchauffement climatique qui entraînent, et entraîneront, des mutations environnementales à fortes portées sur les milieux littoraux fragiles. Cette évolution

contemporaine conduit à une dégradation de plus en plus prononcée des récifs coralliens et de l'environnement lagunaire de Mayotte. De nombreuses mangroves mahoraises apparaissent également fragilisées et en forte régression, notamment au sud et à l'ouest de l'île, sans que les processus responsables de cette dynamique ne soient entièrement compris.

Le littoral de Mayotte offre ainsi des perspectives de recherches susceptibles d'améliorer la compréhension des processus en action et des liens dynamiques existants entre les récifs coralliens et les mangroves. Une meilleure connaissance de ces interactions est primordiale dans le but de comprendre le fonctionnement des côtes mahoraises, et plus globalement celui de ce type de côtes mixtes, dans un temps où la préservation des récifs coralliens et des mangroves est une source d'attention croissante.

Chapitre 3

APPROCHE METHODOLOGIQUE

Introduction

Les caractéristiques des environnements côtiers tropicaux présentent de nombreuses singularités qui nécessitent plus qu'une simple transposition des outils, méthodes et analyses utilisées dans les régions tempérées. Sur les littoraux tropicaux, il existe de profondes interactions entre des organismes (palétuviers, coraux) et les systèmes physiques. L'hydrodynamisme et le transport sédimentaire associé seront par conséquent influencés par les caractéristiques des structures récifales et des mangroves. Les travaux effectués ont visé à : (1) déterminer et quantifier les processus hydrodynamiques et leurs évolutions au sein du complexe récifo-lagonaire mahorais ; (2) examiner la distribution, les caractéristiques et la dynamique des mangroves et des formes sédimentaires associées ; (3) permettre la mise en place d'outils de suivi et d'analyse de la dynamique côtière dans le cadre d'un réseau de surveillance opérationnel. Ce chapitre présente l'instrumentation employée lors des différentes expérimentations *in situ*, ainsi que les méthodes et techniques appliquées lors du traitement des diverses données utilisées pour cette étude.

1. Mesures hydrodynamiques

Dans le cadre de notre étude, deux campagnes de mesures hydrodynamiques ont été réalisées dans des conditions météorologiques opposées ([Annexe 1](#)). La première campagne s'est déroulée lors de l'hiver austral 2007 (9 juin au 23 juin 2007), période marquée par des vents de provenance sud, les alizés. La seconde campagne de mesures a été effectuée lors de l'été austral 2008 (20 février au 14 mars 2008) les conditions météorologiques sont caractérisées par des vents dominants de nord (la mousson) et par le passage de dépressions tropicales.

1.1. Instrumentation et déploiement

Les instruments ont été déployés pour appréhender l'évolution et les différences spatiales et temporelles des conditions d'agitation dans le complexe récifo-lagonaire de Mayotte. Les déploiements dans le lagon et sur les récifs barrières ont été effectués avec l'aide logistique et technique (bateau et plongeurs) de la Direction de l'Agriculture et de la Forêt et de la Brigade Nature Mayotte. Compte-tenu des grandes dimensions du lagon et des récifs, divers types de courantomètres et de houlographes ont été utilisés aux cours des deux campagnes de mesures hydrodynamiques. Les instruments employés lors des différentes campagnes de mesures ont été programmés de façon identique. La durée d'enregistrement (*burst*) choisie correspondait à 9 minutes de mesures toutes les 15 minutes avec une fréquence de 2 Hz. Ce choix a été privilégié afin d'obtenir une bonne représentativité des paramètres des vagues et de leurs variations dans un environnement mésotidal en prenant en considération la limitation d'utilisation liée aux batteries et aux capacités de stockage des données. Ce format standard de *burst* permet également de comparer nos données à celles issues de publications internationales concernant notre thématique de recherche.

* Le MIDAS DWR (Valeport) (Fig. 3.1) est un courantomètre muni d'un capteur à pression permettant de mesurer les variations du niveau libre d'eau liées à la marée et à la houle. Il est également pourvu d'un capteur électromagnétique qui mesure les oscillations du courant selon deux directions X et Y. Il fonctionne selon le principe de Faraday : les masses d'eau, en se déplaçant dans le champ magnétique généré par deux paires d'électrodes situées au sommet de l'instrument, produisent un courant électrique proportionnel à la vitesse de l'écoulement, ce qui permettra d'obtenir les vitesses et directions du courant. Ces instruments sont également munis de capteurs de turbidité.



Figure 3.1: Photographie d'un Midas DWR

* Les ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler* ; RD Instruments) sont des courantomètres qui mesurent la vitesse et la direction des courants en se basant sur l'énergie acoustique réfléchiée par les particules en suspension dans l'eau. Les capteurs de l'ADCP produisent des impulsions acoustiques à une fréquence donnée (1200 Hz dans notre cas) qui sont réfléchies par les particules (sédiments, matières organiques, bulles d'air) et mesurent les changements de fréquence de l'écho retourné par ces particules pour calculer la vitesse et la direction du courant sur le principe de l'effet Doppler. Trois composantes de la vitesse sont ainsi obtenues, V_e (est), V_n (nord) et V_{up} (verticale). Les ADCP permettent aussi d'obtenir les directions et les vitesses des courants dans différentes tranches d'eau (*bins*) prédéfinies lors de la programmation de l'instrument. Ils sont également équipés d'un capteur de pression afin de mesurer l'élévation de la surface libre de l'eau. Outre leur utilisation sur différents estrans sableux de l'île, nous avons choisi d'utiliser les ADCP sur les fronts des récifs barrières (Fig. 3.2). Ce choix a été dicté par les conditions particulières de ce type d'environnement avec une topographie pouvant être chaotique, une agitation souvent importante et par les caractéristiques techniques de ces appareils (autonomie, ergonomie et relative facilité de transport et de mise en place).



Figure 3.2 : Photographies d'ADCP déployés sur le récif barrière sud de Mayotte (1) et sur la plage de Trévani (2) ; clichés M. Jeanson.

* Les ADV (*Acoustic Doppler Velocimeter* ; Nortek) (Fig. 3.3) sont des courantomètres acoustiques à effet Doppler qui peuvent effectuer des acquisitions de données à très hautes fréquences, permettant ainsi de mesurer la turbulence et ce, quelle que soit la turbidité de l'eau. L'ADV déduit la vitesse et la direction de mouvement des masses d'eau à partir des vitesses et des directions des particules en suspension dans l'eau. L'appareil est constitué d'un tube contenant le module électronique, les batteries et la mémoire ; d'une tête avec un axe central (cellule d'émission du son) et de trois branches de réception du signal retour. Grâce à ces trois récepteurs, l'ADV permet d'obtenir, comme les ADCP, trois composantes de la vitesse, V_e , V_n et V_{up} . Les ADV ont l'avantage d'être d'un encombrement réduit, ce qui permet leur installation dans des sites à la topographie marquée ou au sein de mangroves.

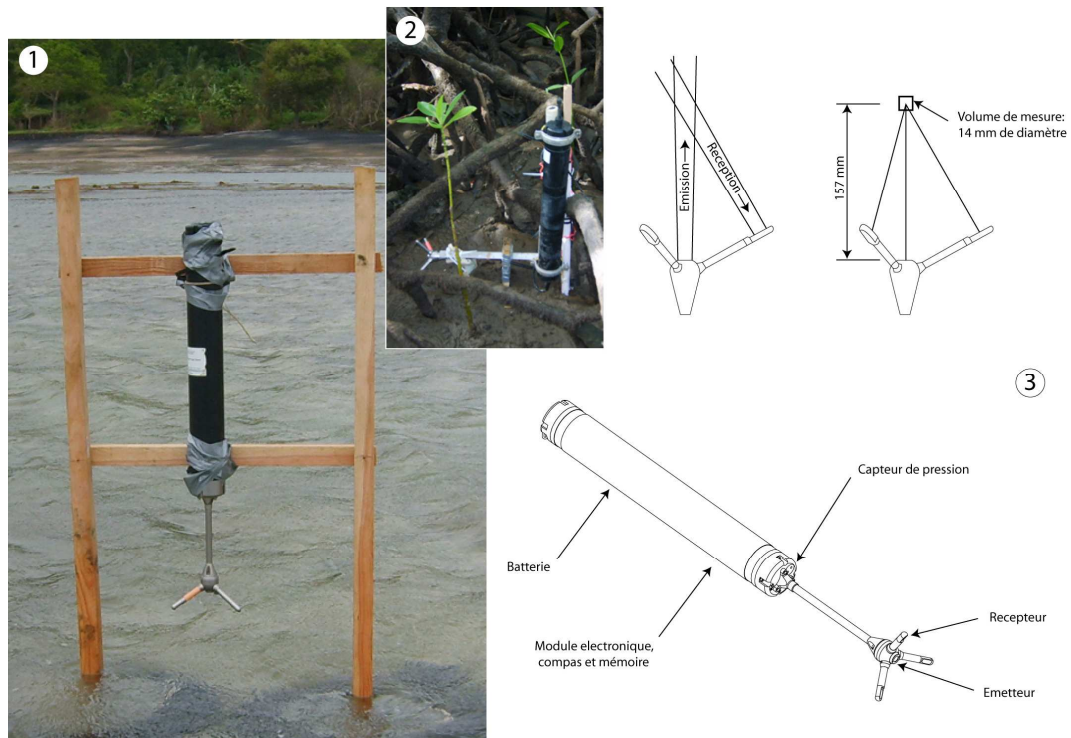


Figure 3.3 : Photographies d'un ADV Nortek déployé sur un platier de récif frangeant (1), dans une mangrove (2) et schéma de l'appareil (3) ; clichés M. Jeanson.

1.2. Traitement des données

Les différents courantomètres utilisés possèdent un compas interne qui permet aux instruments d'orienter leurs mesures par rapport au pôle nord magnétique. La déclinaison magnétique à Mayotte étant non négligeable, environ 8° , les différentes directions obtenues par les instruments ont été corrigées et établies par rapport au nord géographique.

1.2.1. La houle

Lors de nos campagnes, nous avons été amenés à déployer différents types d'appareils dans un axe transversal (2 à 3 appareils différents sur le même profil hydrodynamique) ou longitudinal. Dans le but de minimiser les erreurs liées à la comparaison et à l'interprétation de données issues d'instruments variés et de méthodes de traitements différentes, nous avons, lorsque cela a été possible, repris les fichiers bruts des appareils pour les traiter de façon identique. Cette démarche a été effectuée pour les données issues de l'ensemble des déploiements d'ADV et de Midas DWR. Les données brutes de ces appareils ont été traitées par le logiciel *Wave*, après un prétraitement à l'aide d'une macro *Excel* développée par Olivier Monfort de l'UMR 6143 « Morphodynamique Continentale et Côtière » de l'Université de Caen, qui permet la création de fichiers exploitables par le logiciel. Pour ces instruments, les paramètres H_s , T_p et la direction de la houle ont été obtenus à partir des données V_n , V_e et l'élévation de la surface libre.

Pour les ADCP, l'extraction des données brutes n'étant pas possible pour effectuer la même opération que les autres instruments, le calcul des caractéristiques des houles a été effectué avec le logiciel *WaveView* fourni avec l'appareil. Les ADCP peuvent déterminer les paramètres de la houle selon trois méthodes différentes, deux méthodes par interpolations de mesures de courants et une méthode avec le capteur à pression. Nous avons choisi d'utiliser cette dernière méthode pour déterminer H_s , T_p et la direction de la houle et pour pouvoir comparer les données obtenues avec les mesures acquises par les autres types d'instruments.

Toujours dans le but de minimiser les erreurs associées à la comparaison et à l'interprétation de données issues de déploiements variées, nous avons été amenés à définir une gamme de fréquences (*cutoff*) représentative des conditions d'agitations locales et des configurations des déploiements. Le choix de la fréquence de coupure basse n'est en règle générale pas très important en particulier sur la hauteur significative. Il peut toutefois, dans certaines circonstances, influencer les périodes de houle et en particulier la période de pic

d'énergie. Le choix de la fréquence de coupure haute est plus délicat. Cette fréquence doit être imposée afin d'éviter d'amplifier les bruits électroniques liés aux appareils de mesures et ainsi d'introduire artificiellement de l'énergie dans le système (les fluctuations de surface étant atténuées par la tranche d'eau d'autant plus que la profondeur est grande et que la période des houles est faible). De façon théorique, une limite supérieure de la fréquence de coupure haute peut être estimée par l'équation :

$$f = \frac{1}{(1,28h)^{0.5}} \quad \text{Eq. 3.1}$$

où f est la fréquence de coupure haute en hertz et h la hauteur d'eau au-dessus du capteur de pression en mètre.

En regard de la configuration d'installation des appareils sur les différents sites, les limites de la gamme de fréquence ont été définies à 0,01 et 0,3 Hz pour l'ensemble des instruments. Cette gamme de fréquence permet d'avoir une bonne représentativité des principales composantes spectrales des vagues reflétant les différentes conditions de génération et d'énergie des vagues présentes dans la zone intertropicale (vagues de fetch local et régional : 0,3-0,125 Hz ; houles : 0,125-0,05 Hz, et vagues infragravitaires : 0,01-0,05 Hz) (Brander et Kench, 2004 ; Kench *et al.*, 2006).

1.2.2. Les courants

La démarche méthodologique décrite pour le traitement des données de houle a été appliquée aux données courantologiques, c'est-à-dire la transformation des données brutes des ADV et des MIDAS DWR par la macro *Excel* développée par Olivier Monfort, puis le traitement des fichiers obtenus avec le logiciel *S4App 4.0.21*. Pour les données issues des ADCP, c'est le logiciel *WinADCP* du constructeur qui a été utilisé.

Comme nous l'avons mentionné précédemment, les composantes des courants issus des courantomètres sont exprimées selon les axes nord et est. Afin de faciliter l'interprétation des courants des sites étudiés proche du trait de côte (platiers des récifs frangeants, mangroves, plages) les vitesses nord et sud ont été projetées sur des axes parallèles et perpendiculaires à la ligne de rivage (Fig. 3.4), donnant respectivement les vitesses longitudinales V_l (*longshore*), et les vitesses transversales V_t (*cross-shore*). Ces vitesses longitudinales et transversales prennent des valeurs soit positives, soit négatives qui indiquent le sens du courant. Pour l'ensemble des sites littoraux, lorsque la vitesse transversale est

positive le courant est orienté vers le large, alors que lorsqu'elle est négative ce dernier porte vers la côte. En revanche, en raison de l'orientation variable du trait de côte des différents sites de mesures, la direction du courant longitudinal sera variable. Enfin pour les sites de mesures situés plus au large (lagon, récifs intra-lagonaire et récifs barrières), les composantes de vitesse nord et est ont été conservées. Pour chaque résultat présenté dans notre étude, il sera mentionné les orientations des courants transversaux et longitudinaux spécifiques à chaque site.

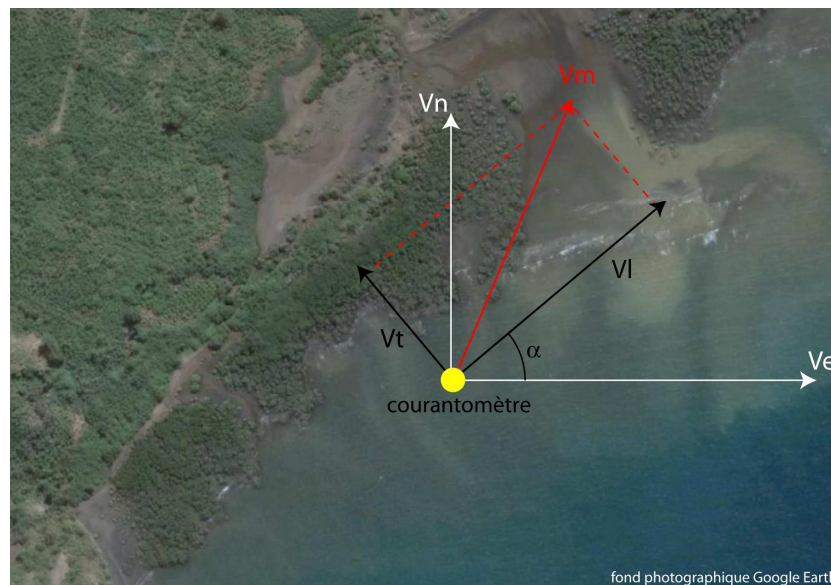


Figure 3.4 : Décomposition du vecteur de courant moyen (V_m) en courants longitudinaux (V_l) et transversaux (V_t).

1.3. Homogénéité des données

Comme cité précédemment, nous avons été amenés à déployer différents types d'appareils dans un axe transversal (2 à 3 appareils différents sur le même profil hydrodynamique) ou longitudinal. Dans le cadre d'un projet de mesure hydrodynamique, il est indispensable de procéder au contrôle de l'homogénéité des données issues d'instruments différents. Pour répondre à cet objectif, un co-déploiement test des différents appareils utilisés lors des différentes campagnes hydrodynamiques a été effectué début avril 2007 sur le littoral de Dunkerque durant 4 marées. La période du test a été choisie pour pouvoir enregistrer des conditions d'agitation variées représentatives des conditions d'agitation à Mayotte, à savoir un type de temps très calme avec des vents très faibles ($H_s < 0,2$ m) et une période plus agitée

avec un renforcement du vent produisant des vagues de fetch limité ($H_s > 0,7$ m ; $T = 5$ à 6 s). Les corrélations pour les hauteurs significatives (Fig. 3.5) et des directions sont très bonnes. La corrélation des périodes pics est bonne pour les mesures enregistrées lors des périodes agitées, en revanche elle est beaucoup moins bonne pour les valeurs obtenues dans le cas de mers très peu énergétiques.

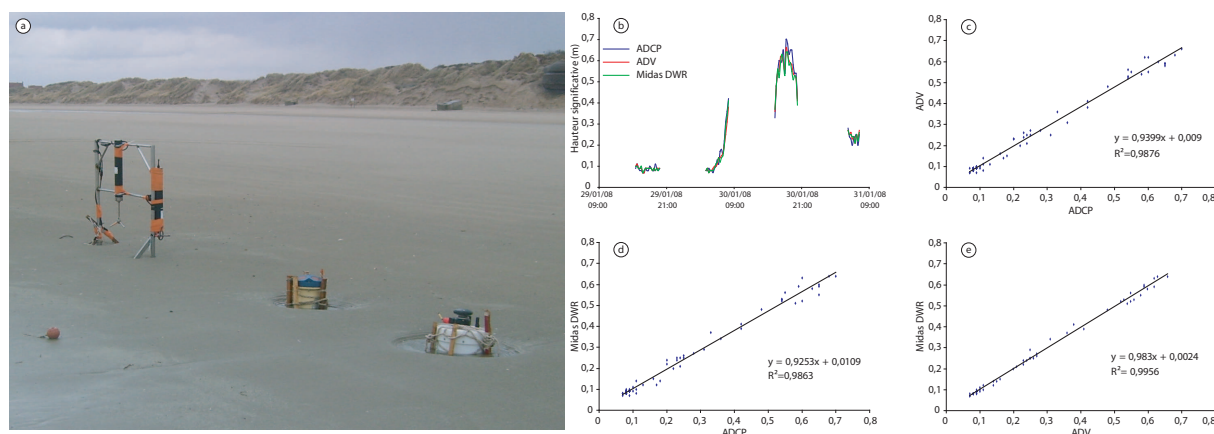


Figure 3.5: Co-déploiement d'un ADV, d'un ADCP et d'un Midas DWR à Dunkerque (a) ; comparaison de la hauteur significative de la houle (b) ; corrélation de la hauteur significative de la houle entre l'ADCP et l'ADV (c), l'ADCP et le Midas DWR (d) et entre l'ADV et le Midas DWR (e).

2. Relevés morphologiques

2.1. Suivi de profils topographiques

Afin de caractériser et de mesurer les réponses spatiales et temporelles des formations littorales et de coupler les changements morphologiques aux conditions hydrodynamiques nous avons été amenés à réaliser des levés topographiques sur l'ensemble du littoral mahorais. Le suivi morphologique est fondé sur l'acquisition de séries temporelles de mesures topographiques réalisées à l'aide d'un tachéomètre dit station totale laser (LEICA TC 407 ; Fig. 3.6). La précision de la mesure (fabricant) est de $\pm 0,3$ mm pour la distance et de $\pm 0,0015^\circ$ pour la direction. Les levés topographiques ont été effectués à partir de « têtes de profil » fixes que nous avons installées sur les différents sites d'études au cours des campagnes de terrain. Ces têtes ont été matérialisées par des clous topographiques installés sur des invariants (ouvrages côtiers, rochers, trottoirs, piquets, etc.) de manière à les identifier et à les retrouver facilement. Des points d'orientations et de calages ont été ajoutés sur chaque site afin de permettre la réitération précise des profils à chaque levé. Chaque tête de profil a

été nivelée directement à partir de repères de nivellement de l'IGN disponibles et a été raccordée au système d'altitude local de Mayotte (IGN 1950). Lorsque le nivellement n'a pas été possible, par exemple lorsque le site d'étude était trop éloigné des repères IGN, l'altitude de la tête de profil a été estimée.

Les environnements de levé topographique étant variées pour notre étude (plages, mangroves, récifs), la marge d'erreur ne sera pas identique suivant l'environnement considéré. La marge d'erreur a été évaluée à ± 3 cm pour les estrans sableux et les récifs coralliens, et à ± 5 cm pour les mesures effectuées dans les environnements à mangroves où la vase et la végétation rendent les mesures plus délicates à effectuer.

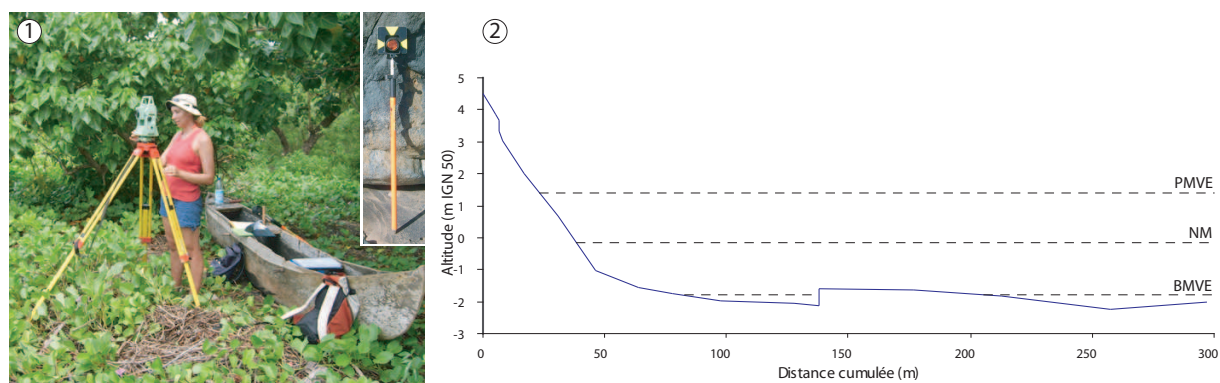


Figure 3.6 : Station électronique de mesures topographiques Leica TC 407 et canne surmontée du réflecteur (1) ; clichés M. Jeanson. Exemple de profil topographique (2).

Les relevés topographiques réalisés au cours de différentes campagnes sont de deux types : (1) des profils 2D établis avec un pas de mesure de 3 à 7 m dans un axe perpendiculaire au trait de côte ; (2) des modèles numériques de terrains (MNT) réalisés à partir d'un maillage régulier de points tous les 5 à 7 m. Pour chaque profil topographique, nous avons effectué un relevé naturaliste avec un inventaire et la description des différentes formations végétales rencontrées. Les modèles numériques de terrain, obtenus à partir des levés (500 à 600 points par levé, Fig. 3.7), permettent une représentation en trois dimensions des estrans. Les corps sédimentaires, les ruptures de pente et la position des palétuviers présents sur les surfaces arpentées ont été levés avec précision de façon à ce que les représentations 3D soient les plus réalistes possibles.

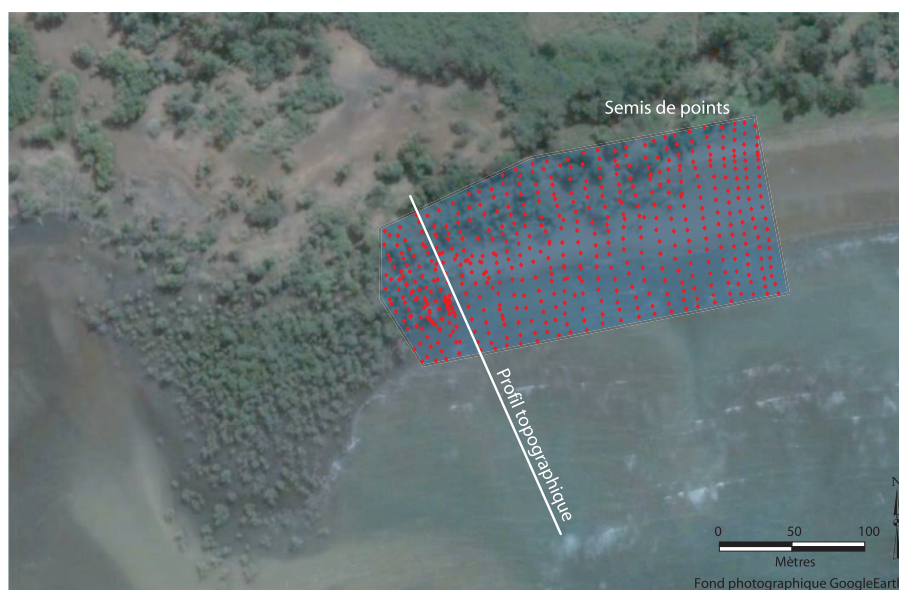


Figure 3.7 : Exemple d'un profil topographique et d'un semis de points pour l'établissement d'un MNT (Exemple du MNT 1 dans la mangrove de Dapani, février 2007).

Les données brutes issues des tachéomètres ont été traitées à l'aide de la macro Excel *Profiler 3.0 XL* développée par Olivier Cohen de l'Université du Littoral Côte d'Opale (ULCO). Cette application permet de tracer les profils de plage, de calculer les volumes par mètre linéaire de plage (calcul basé sur l'intégrale du profil) ou de calculer par interpolation des variations d'altitude pour chaque mètre linéaire. Les MNT ont été réalisés avec le logiciel *Surfer (Golden Software)* et le maillage des points topographiques a été interpolé selon la technique du krigeage.

2.2. Suivi topographique à court terme

Afin de suivre l'évolution morphologique à court terme du fond sédimentaire liée aux processus hydrodynamiques sur le haut de plage, une série de mesures topographiques haute fréquence de la zone de swash a été entreprise durant un cycle de marée en juin 2007 sur le site de Mtsanga Gouéla, plage située au sud de Mayotte à proximité du village de Bouéni (Fig. 2.3).

2.2.1. Méthodologie des piquets de swash

Cette technique, développée par [Sallenger et Richmond \(1984\)](#) et décrite par [Degryse-Kulkarni \(2003\)](#), consiste à mesurer les variations morphologiques de la plage par rapport à un état initial, sur des piquets gradués servant de repères. La mesure des variations

topographiques s'obtient par l'intermédiaire d'un « T » formé par deux tubes PVC. A chaque mesure, le T est introduit à l'envers sur le piquet (le tube horizontal étant préalablement percé) jusqu'au niveau du substrat. La base du T est utilisée comme repère pour lire une graduation du piquet, le tube horizontal reposant sur le substrat (Fig. 3.8). Les mesures successives réalisées sur le même piquet donnent les variations topographiques relatives de la plage. Cette technique simple permet de ne pas prendre en compte l'affouillement périphérique provoqué par la présence du piquet dans le courant induit par le swash.

Les piquets sont mis en place à marée basse, leur position en X, Y et le niveau altitudinal initial du sable sont mesurés au moyen d'un tachéomètre Leica TC407 afin de pouvoir rattacher les mesures au système altitudinal local. Les piquets, haut de 1,8 m, ont été implantés transversalement à la plage et disposés tous les 3 m. La lecture sur chaque piquet a été effectuée toutes les 15 minutes. La précision des mesures a été estimée à 1 cm.

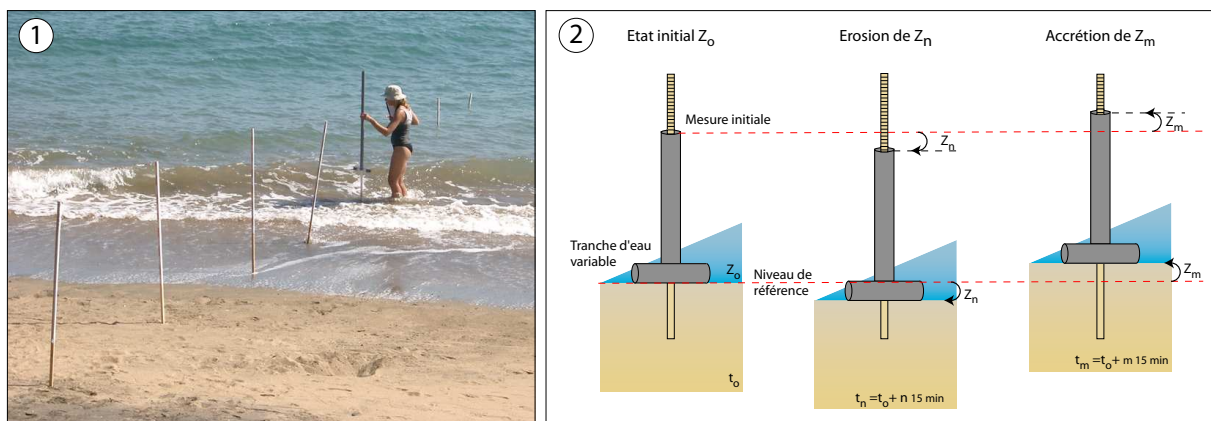


Figure 3.8 : Configuration *in situ* des piquets et réalisation d'une mesure (1) ; schéma et principe de la mesure des variations topographiques avec des piquets (2), d'après Degryse-Kulkari (2003) modifié.

2.2.2. Mesures topographiques haute fréquence : altimètre ALTUS

En complément et conjointement aux mesures topographiques par la méthodologie des piquets de swash, un altimètre immergeable ALTUS (société MICREL) a été déployé expérimentalement pour obtenir des informations haute fréquence de l'évolution du fond sableux lors d'un cycle de marée. L'acquisition de données par l'ALTUS est basée sur la mesure du temps de trajet séparant l'émission d'une onde acoustique et la réception de l'écho renvoyé par une surface sédimentaire. Ce temps de trajet est transformé en distance, la vitesse du son dans l'eau étant fixée pour chaque appareil selon la température et la salinité de l'eau sur le site d'étude. L'instrument comprend un module où se localisent les batteries, la

mémoire et un capteur de pression conçu pour être enfoui jusqu'à l'affleurement dans le sédiment et un transducteur monté sur une structure (Fig. 3.9). Outre l'enregistrement de la hauteur d'eau jusqu'à 20 m, l'ALTUS enregistre 1 à 4 seuils de détections d'énergie acoustique reçue (programmés en laboratoire après étalonnage avec le sédiment à investiguer). Ces niveaux permettent de situer précisément l'interface eau/sédiment et renseignent sur l'état de sédimentation du matériel déposé. La résolution de l'appareil est de 0,06 cm avec une précision de $\pm 0,2$ cm.

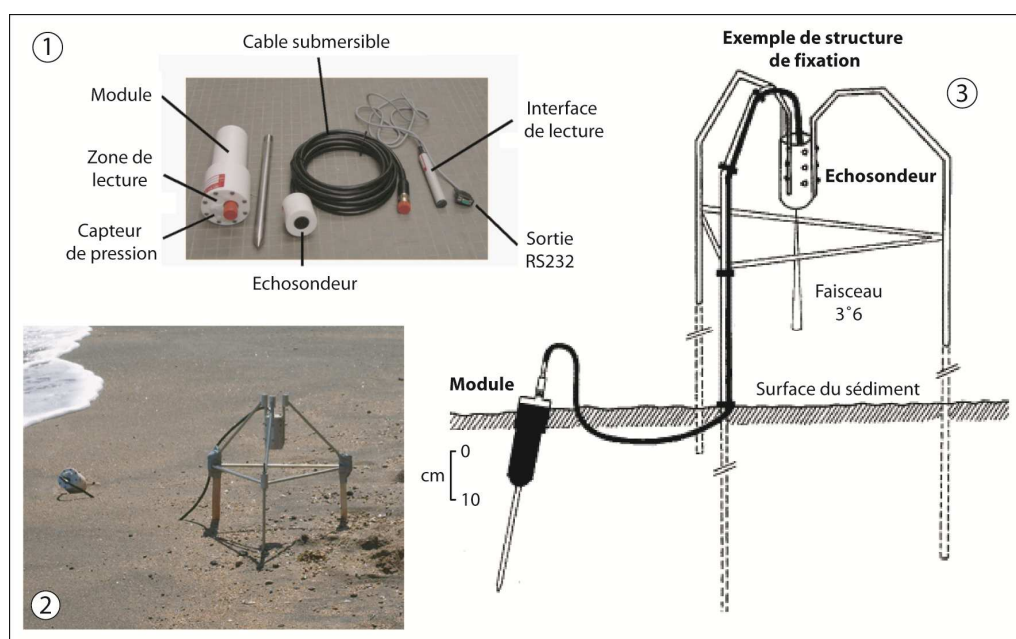


Figure 3.9 : Altimètre immergeable ALTUS. (1) Détails des principaux composants de l'appareil (Deloffre, 2005), (2) photographie *in situ* et (3) schéma de déploiement (Ifremer).

Ces appareils sont principalement utilisés pour mesurer la sédimentation fine sur des vasières intertidales dans des conditions de faibles agitations (Deloffre, 2005 ; Marion, 2007) avec des déploiements *in situ* de plusieurs mois voire plusieurs années et une acquisition toute les dix minutes. Cependant, les possibilités techniques de l'ALTUS favorisent la mise en place de campagnes de mesures expérimentales dans des environnements sableux et agités (Bruneau *et al.*, 2007). Lors de notre déploiement et pour atteindre les objectifs fixés : obtenir des informations haute fréquence de l'évolution du fond sableux, l'appareil a été programmé pour effectuer des mesures à la fréquence de 2 Hz. Le système a été disposé à environ 25 cm de la surface sédimentaire afin de minimiser la perte de signal et d'obtenir un maximum de mesures tout en assurant la robustesse de la structure face à des conditions énergétiques. Un

ADV (*Acoustic Doppler Velocimeter*, 8 Hz) a été installé à côté de l'altimètre afin de corrélérer les mesures altimétriques aux données hydrodynamiques.

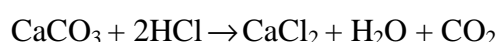
3. Caractérisation sédimentologique

3.1. Paramètres granulométriques

Plusieurs échantillons de sédiments ont été prélevés sur les différents sites d'étude de manière à caractériser la composition et les caractéristiques granulométriques de chaque site. Ces échantillons ont été analysés à l'aide d'un granulomètre Laser *Beckman Coulter LS 230* qui a été utilisé en mode *Argile* pour mesurer les trois paramètres granulométriques que sont le grain moyen, l'indice de tri (*sorting*) et l'indice d'asymétrie (*skewness*) qui ont ensuite été recalculés selon la méthode des moments statistiques (Rivière 1977).

3.2. Détermination de la teneur en carbonates

L'analyse de la teneur des sédiments marins en carbonate de calcium est un moyen simple de déterminer leur origine organogène ou terrigène lorsque les roches terrestres environnantes ne sont pas calcaires, comme c'est le cas à Mayotte. Le taux de carbonate dans le sédiment est déterminé par décarbonatation acide au calcimètre BERNARD : une quantité connue de sédiment (en général 1g) est soumise à l'action de 10 ml d'acide chlorhydrique dilué. Ce dernier va dissoudre les carbonates de calcium et entraîne la libération de gaz carbonique (CO₂) :



Le dégagement de dioxyde de carbone est mesuré après étalonnage de l'appareil au carbonate de calcium pur et la teneur en carbonates en est déduite.

4. Analyse diachronique de photographies aériennes

La méthodologie employée consiste, à l'instar de nombreuses études portant sur la dynamique des mangroves (Verheyden *et al.*, 2002, Manson *et al.*, 2003 ; Lefebvre *et al.*, 2004, Jupiter *et al.*, 2007) à la superposition de différentes campagnes de photographies aériennes verticales et à la comparaison de la distribution et des caractéristiques des mangroves. La résolution spatiale et temporelle des séries de photographies aériennes a l'avantage de faciliter l'étude de l'évolution de mangroves pouvant avoir des superficies assez

conséquentes et d'obtenir des informations appropriées sur des terrains parfois difficiles d'accès.

Cinq campagnes de photographies de l'Institut Géographique Nationale (IGN) ont été retenues afin d'appréhender la dynamique des mangroves (1950, 1969, 1989, 1997 et 2003 ; [Tab. 3.1](#)). L'ensemble des séries photographiques nous a été fourni par le Service Environnement de la Direction de l'Agriculture et de la Forêt (DAF) en format numérique avec une résolution des images variant selon les campagnes de 1 : 4 000 pour 1949 à 1 : 2 000 de 1969 à 2003. Deux types de corrections ont été apportés aux photographies originales. Celles de 1997 et 2003 ont été orthorectifiées par l'IGN (BD ORTHO). L'orthorectification permet de corriger les déformations de l'image dues à la prise de vue et au relief de la zone photographiée et de la géo-référencer. Ainsi corrigée, la photographie aérienne devient conforme en tout point à un système de projection. Les séries de 1950, 1969 et 1989 ont été géo-référencées par les services de la DAF. Cette rectification est un traitement informatique du cliché original qui consiste à résoudre les problèmes de distorsions de l'image originale au moyen de points de calage (amers) pris sur un document de référence (dans notre cas les orthophotographies de 1997). Cependant, cette méthode, contrairement à l'orthorectification, ne corrige pas les problèmes de parallaxe.

Tableau 3.1 : Caractéristiques des différentes séries de photographies aériennes verticales utilisées.

Date	Type de photographie	Echelle de l'image numérique	Taille du pixel (m)	Nature
2003	Orthophotographie	1 : 2 000	0,5	couleur
1997	Orthophotographie	1 : 2 000	0,5	noir et blanc
1989	géo-référencée	1 : 2 000	0,5	noir et blanc
1969	géo-référencée	1 : 2 000	0,5	noir et blanc
1950	géo-référencée	1 : 4 000	2,0	noir et blanc

L'analyse diachronique de l'évolution d'un littoral à partir de photographie aériennes verticales conduit à un certain nombre d'erreurs engendrées par l'imprécision des documents de référence, la détermination des amers, le calcul lors du traitement informatique et les erreurs de mesures du trait de côte sur les photographies corrigées ([Durand, 1998](#)). Cependant à la différence des littoraux sableux où le trait de côte peut être assez délicat à définir, les limites des mangroves sont plus facilement identifiables notamment aux niveaux des fronts

lagonaires. Les limites terrestres des mangroves sont plus délicates à appréhender et leur détermination a nécessité un important travail de vérification sur le terrain. A ces difficultés d'appréciation des limites des mangroves se rajoutent les variations de qualité et de résolution entre les différentes séries photographiques. Compte tenu des différentes sources d'erreurs possibles, la marge d'erreur maximale associée à la détermination des limites des mangroves sur les photographies aériennes rectifiées a été estimée à ± 10 m. Cette marge d'erreur correspond à la précision des orthophotographies ($\pm 0,5$ m), au repérage des amers sur les photographies aériennes ($\pm 2,5$ m), au repérage des limites des mangroves entre les différents clichés (± 6 m), et à l'erreur résiduelle calculée par le logiciel pour l'ensemble des amers (± 1 m). L'analyse et le traitement des photographies ont été réalisés à l'aide du logiciel de traitement d'images Er-Mapper® et les outils d'analyse spatiale du logiciel SIG MapInfo®.

5. Analyse des données météorologiques

Les données de vent utilisées pour cette étude proviennent de la station météorologique Météo-France située sur l'aéroport de Pamandzi en Petite Terre. Cette station est la seule équipée d'un anémomètre à Mayotte. Deux types d'enregistrements ont été sélectionnés : la direction et la vitesse des vents moyens hémihoraires.

Les vents moyens hémihoraires sont établis à partir de la mesure de la vitesse du vent effectuée toutes les 6 heures pendant 10 minutes avant l'heure. On a donc chaque jour quatre enregistrements qui nous renseignent sur l'état moyen quotidien des conditions atmosphériques indiquant la force du vent, sa direction. Les données trihoraires et horaires auraient été plus précises, mais elles ne sont disponibles qu'à partir de 1984 pour les premières et depuis une dizaine d'années pour les secondes. Elles ne permettent donc pas de couvrir une période de normale climatique de trente années. Quelques lacunes apparaissent notamment en début et fin de période (Fig. 3.10). Les données manquantes sont cependant relativement limitées ; elles sont en moyenne inférieures à 6,5 % pour la force et la direction du vent (Tab. 3.2).

Station de Pamandzi	Période étudiée du 01/01/1951 au 31/12/2007	Lacunes	
Nombre de données hémihoraires	83276		
Direction du vent à 10 m	77949	5327	6,40%
Force du vent à 10 m	77949	5327	6,40%

Tableau 3.2 : Données de vents hémihoraires utilisées et lacunes.

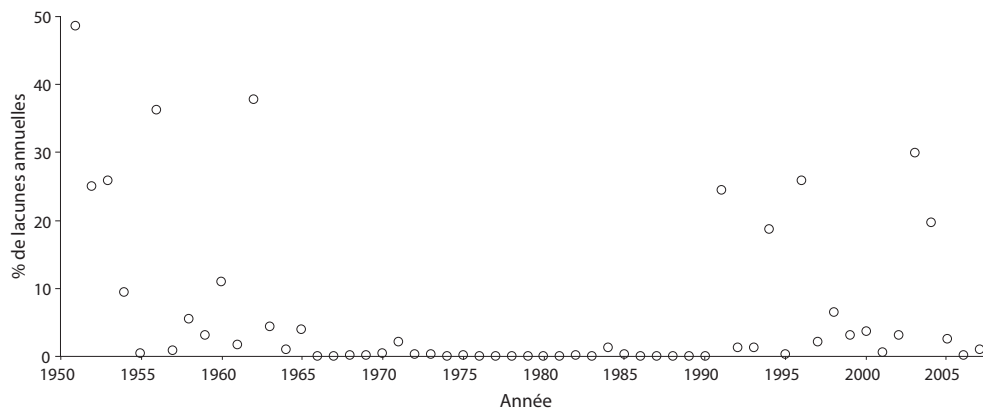


Figure 3.10 : Lacunes annuelles des données hémihoraires.

Différents capteurs de vent ont été utilisés à la station de Pamandzi depuis 1951 mais les mesures ont toujours été effectuées à 10 mètres du sol (De date inconnue à 1987 : système Chauvin Arnoux ; 1987 : nouveau système de mesure Tavid 87 ; 1997 : nouveau système Déolia 92 ; 2004 : déplacement du pylône vent vers le coté sud de la piste, toujours opérationnel. Communication personnelle de Météo-France). Ce constat peut avoir des conséquences sur la qualité des données climatiques et sur l'examen et la détermination d'évolutions climatiques à long terme. Cependant, il ne nous a pas été possible de déterminer les ruptures d'homogénéité et d'effectuer des corrections sur les séries climatiques fournies par Météo-France en raison de l'absence de dates précises de changement des capteurs et de l'absence d'une station à proximité qui pourrait servir de comparaison (Mestre, 2000).

Les analyses des données de vents ont été effectuées en utilisant le logiciel *Excel*. Seules les données valables ont été prises en compte. Néanmoins, les données manquantes ont été prises en considération dans l'évaluation de l'incertitude dans l'analyse des vents. Les vents ont été regroupés dans 16 classes de direction et une classe de vent nul : nord (N) ; nord-nord-est (NNE) ; nord-est (NE) ; est-nord-est (ENE) ; est (E) ; est-sud-est (ESE) ; sud-est (SE) ; sud-sud-est (SSE) ; sud (S) ; sud-sud-ouest (SSW) ; sud-ouest (SW) ; ouest-sud-ouest (WSW) ; ouest (W) ; ouest-nord-ouest (WNW) ; nord-ouest (NW) ; nord-nord-ouest (NNW).

Le climat de vent a été décrit sous forme de statistiques comme l'action du vent, les vitesses moyennes, les vitesses maximales et l'écart type des vitesses de vents. L'action du vent (*wind effect*) est le cumul des vitesses de vents (Samosorn, 2006). Les données ont été analysées afin d'établir le climat général des vents par directions, le climat mensuel des vents

par directions, la résultante annuelle de la direction et de l'action du vent, le total annuel de l'action du vent et la tendance à moyen terme de l'action du vent par direction.

6. Datation par radiocarbone

Les méthodes de datation sont des techniques auxiliaires particulièrement intéressantes pour l'étude de la morphodynamique littorale. La connaissance historique des lieux et la recherche de points de repère susceptibles d'aider à la compréhension et à l'interprétation des mouvements du trait de côte peuvent se révéler particulièrement utiles.

Dans la baie de Mronabéja, au sud de Mayotte, se trouve un élément susceptible de jouer ce rôle d'indicateur de l'évolution du littoral. Il s'agit d'un alignement de pierres dont la mise en place est d'origine anthropique afin de composer un piège à poissons. Des huîtres se sont installées sur les pierres et ont constitué une matrice épaisse d'une vingtaine de centimètres de coquilles. Pour déterminer l'âge de ce piège, des huîtres au contact de la pierre ont été dégagées de la matrice de coquille et prélevées. Après dégagement, l'échantillon a été placé dans des sachets en polyéthylène jusqu'à son analyse.

6.1. Rappels sur les principes de la datation par radiocarbone (^{14}C)

Le ^{14}C , formé dans l'atmosphère par interactions entre des neutrons et des atomes d'azote, se combine à l'oxygène pour former du $^{14}\text{CO}_2$ qui se mélange au $^{12}\text{CO}_2$ déjà présent (environ 0,03% de l'atmosphère) et se retrouve ainsi dans le cycle du carbone. Le carbone atmosphérique se dissout dans les océans et peut être assimilé par des organismes marins pour former du carbonate de calcium (cas des coquillages et des coraux).

La datation consiste à évaluer l'âge d'un matériau contenant du carbone, sachant que dans la biosphère tout organisme vivant comporte une quantité de carbone radioactif (^{14}C) constante par rapport à la quantité totale de carbone stable (^{12}C). Dès sa mort, l'organisme n'emmagasine plus de carbone et sa radioactivité diminue à cause du phénomène de la décroissance radioactive (Van Strydonck, 1995). La demi-vie ou période (T) est le temps nécessaire à la désintégration de la moitié d'une quantité déterminée de particules radioactives. Pour le ^{14}C celle-ci se chiffre à $5\,730 \pm 40$ ans. Cela veut dire que pour une quantité donnée de ^{14}C il en reste encore la moitié après 5 730 ans, 1/4 après 11 640 ans et 1/8 après 17 190 ans. Connaissant la vitesse de cette décroissance et l'activité moderne des matériaux, on peut mesurer l'activité (nombre de désintégrations de noyaux atomiques instables par seconde) de l'objet à dater et calculer son âge.

6.2. Calibration des âges radiocarbone

La méthode de datation par le radiocarbone repose sur l'hypothèse que l'activité du ^{14}C atmosphérique est restée constante au cours du temps et égale par convention à celle de 1950 (c'est-à-dire avant la dispersion du ^{14}C liée aux essais nucléaires aériens des années 1960). Or cette concentration a fluctué en raison notamment de variations de l'intensité du champ dipolaire terrestre et de l'activité solaire (Stuiver *et al.*, 1991 ; Stuiver et Braziunas, 1998) et il en résulte une inexactitude et une non linéarité de l'échelle de temps radiocarbone. Ces anomalies de concentration atmosphérique en ^{14}C dans le temps impliquent des mesures de correction des âges ^{14}C . En effet, les âges ^{14}C ne peuvent être considérés comme des âges réels et doivent être calibrés à l'aide de courbes de calibration (Stuiver *et al.*, 1998).

Pour la calibration de l'âge radiocarbone de l'échantillon, le logiciel Calib 5.01 (<http://calib.qub.ac.uk/calib>; © Minze Stuiver and Paula Reimer) a été utilisé. Ce logiciel couramment employé pour la calibration des âges radiocarbone applique la méthode de calibration dite des « intercepts ». La méthode consiste à rechercher les intersections entre l'âge radiocarbone mesuré et la courbe de calibration. Les résultats de calibration obtenus par le logiciel sont donc exprimés en années réelles dans un intervalle de dates. Aucune date dans un intervalle donné ne peut être plus privilégiée qu'une autre car la distribution de probabilités n'est pas une distribution gaussienne. Les âges obtenus par datation au radiocarbone sont par convention exprimés en années BP («before present»), le présent étant fixé à l'année 1950 AD. Toujours par convention, les datations par radiocarbone sont présentées avec une incertitude de degré de confiance de 2 sigma, équivalent à 95,4% de probabilité.

La préparation et la datation au radiocarbone de l'échantillon présenté dans ce travail ont été réalisées par le laboratoire KIK-IRPA (Institut Royale de Patrimoine Artistique) de Bruxelles, en suivant la méthode conventionnelle par AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*) décrite dans Forest et Van Strydonck (1993). Les dates obtenues ont été corrigées selon les critères de Southon *et al.*, (2002) en tenant compte de l'âge réservoir pour les coquilles marines de l'océan Indien (environ 400 ans).

7. Système d'Information Géographique (SIG)

Parallèlement à l'étude hydrodynamique et morphodynamique, un outil de synthèse et d'aide à la décision a été mis en place sous la forme d'un Système d'Information Géographique (SIG) destiné aux décideurs et gestionnaires du littoral mahorais. Ce SIG regroupe une base de données constituant un « état zéro de référence » à laquelle viendront s'ajouter de manière dynamique les résultats des diverses actions scientifiques sur le terrain.

Les SIG s'inscrivent dans un ensemble d'approches, de méthodes et d'outils (topographie, cartographie, géodésie, photogrammétrie, télédétection et informatique) désigné par le terme générique de géomatique. La géomatique fournit non seulement les moyens d'acquisition de données numériques localisées, mais aussi les outils de gestion, d'analyse et de représentation de l'information géographique (SIG). Cinq fonctions sont classiquement attribuées aux SIG (Gourmelon, 2003) :

- *l'acquisition des données* spatialisées et thématiques ;
- *l'archivage des informations* sous forme de plans thématiques permettant un accès rapide à une base d'informations géographiques cohérentes des points de vue spatial, scalaire et sémantique ;
- *l'accessibilité* aisée à l'ensemble des informations de la base soit par un affichage des plans thématiques soit par un accès direct aux fichiers numériques ;
- *l'analyse* des informations par l'usage de paramètres et d'opérateurs spatiaux permettant de produire une information inédite ;
- *l'affichage et la visualisation* des résultats obtenus sous différentes formes : tableaux, rapports, cartes ou consultations à l'écran.

Par conséquent, les SIG permettent de replacer dans un cadre cohérent les données géoréférencées acquises par différentes méthodes géomatiques, de les analyser, de les cartographier et de les diffuser (Gourmelon et Robin, 2006). Dans le contexte du développement des connaissances et de la gestion intégrée des zones côtières (GIZC), les conditions d'accessibilité aux données apparaissent comme un élément essentiel (Robin et Gourmelon, 2005) notamment pour le transfert des données du producteur à l'utilisateur. Pour répondre à cela, le choix de la création d'un portail Web, de la diffusion et d'une présentation du SIG aux acteurs locaux de l'environnement a été décidé.

La réalisation de l'architecture du SIG et de la cartographie dynamique sur Internet a été effectuée dans le cadre du projet de recherches MANGUIERS (MANGroves mahoraises,

sUrveillance par Instrumentation Et Recherches Sédimentaires ; Ministère de l'Outre-mer et opéré par l'IRD et l'ULCO) par Benoit Pribat lors d'un stage de Master 2 "SIIG3T" de l'Université Paul Valéry Montpellier III au sein de l'IRD, US 140 ESPACE (Pribat, 2008). Le choix de l'application web cartographique pour le SIG MANGUIERS s'est porté sur l'application Veremap® (société Veremes). Parallèlement à la réalisation du portail Web, le SIG MANGUIERS a été également réalisé sur support physique (DVD) exploitable avec le logiciel MapInfo® (logiciel utilisé par les organismes locaux en charge de la gestion de l'environnement).

Conclusion

La démarche méthodologique adoptée pour cette étude a été basée sur plusieurs approches étroitement liées, destinées à définir les aspects morphodynamiques moteurs de l'évolution des côtes mahoraise : (1) une analyse de photographies aériennes et des observations morphologiques de terrain afin de caractériser la dynamique des mangroves et des formes sédimentaires associées ; (2) la réalisation de plusieurs campagnes de mesures pour quantifier les processus hydrodynamiques et leurs évolutions au sein du complexe récifo-lagonaire ; (3) permettre la mise en place d'outils de suivi et d'analyse de la dynamique côtière dans le cadre d'un réseau de surveillance opérationnel.

Le choix méthodologique engagé dans ce travail témoigne notamment de la volonté d'appréhender la dynamique des littoraux mahorais à différentes échelles de temps et d'espace, du mouvement sédimentaire instantané sous l'impulsion d'une vague à l'évolution à long terme des mangroves, afin d'obtenir une vision globale des processus en action. Les résultats obtenus grâce à cette démarche méthodologique seront successivement exposés dans les chapitres suivants.

Chapitre 4

CARACTERISATION DE L'EVOLUTION DES MANGROVES MAHORAISES

Introduction

Ce chapitre présente une analyse diachronique et une caractérisation de l'évolution des mangroves effectuées à partir de l'examen de cinq campagnes de photographies aériennes verticales réalisées par l'Institut Géographique National (IGN) de 1950 à 2003 (1950, 1969, 1989, 1997 et 2003). 23 mangroves réparties sur l'ensemble des côtes de Mayotte ont été retenues (Fig. 4.1), ces entités représentant 85% de la surface des mangroves mahoraises. Les 15% exclus sont composés de mangroves qui présentent une communication très réduite avec le lagon et qui ne sont donc pas soumises aux conditions d'agitation liées aux vagues mais seulement assujetties à l'influence tidale (mangroves de Kawéni, Zidakani, vasière des Badamiers). Les groupements de palétuviers de tailles très réduites, comprenant seulement quelques dizaines d'arbres, ont également été exclus. En parallèle à cette analyse diachronique et pour chaque site étudié une description des formations, de la structuration et des caractéristiques visibles de la dynamique actuelle des mangroves a été réalisée à partir de nos observations *in situ* effectuées lors des différentes campagnes de mesures. Ces observations, complétées par la littérature scientifique disponible, nous paraissent nécessaires pour appuyer les dynamiques et les phénomènes constatés par l'analyse des photographies aériennes. Enfin, une reconnaissance de l'ensemble des mangroves par ULM a été effectuée en mars 2008 lors des plus basses mers de l'année afin d'appréhender de manière globale la structuration géomorphologique des estrans et de visualiser les indices de la dynamique actuelle des mangroves. A partir de ces résultats, une synthèse des évolutions des mangroves est réalisée pour définir et préciser les principales caractéristiques des variations spatiales et temporelles constatées afin de proposer une typologie évolutive des mangroves de Mayotte.

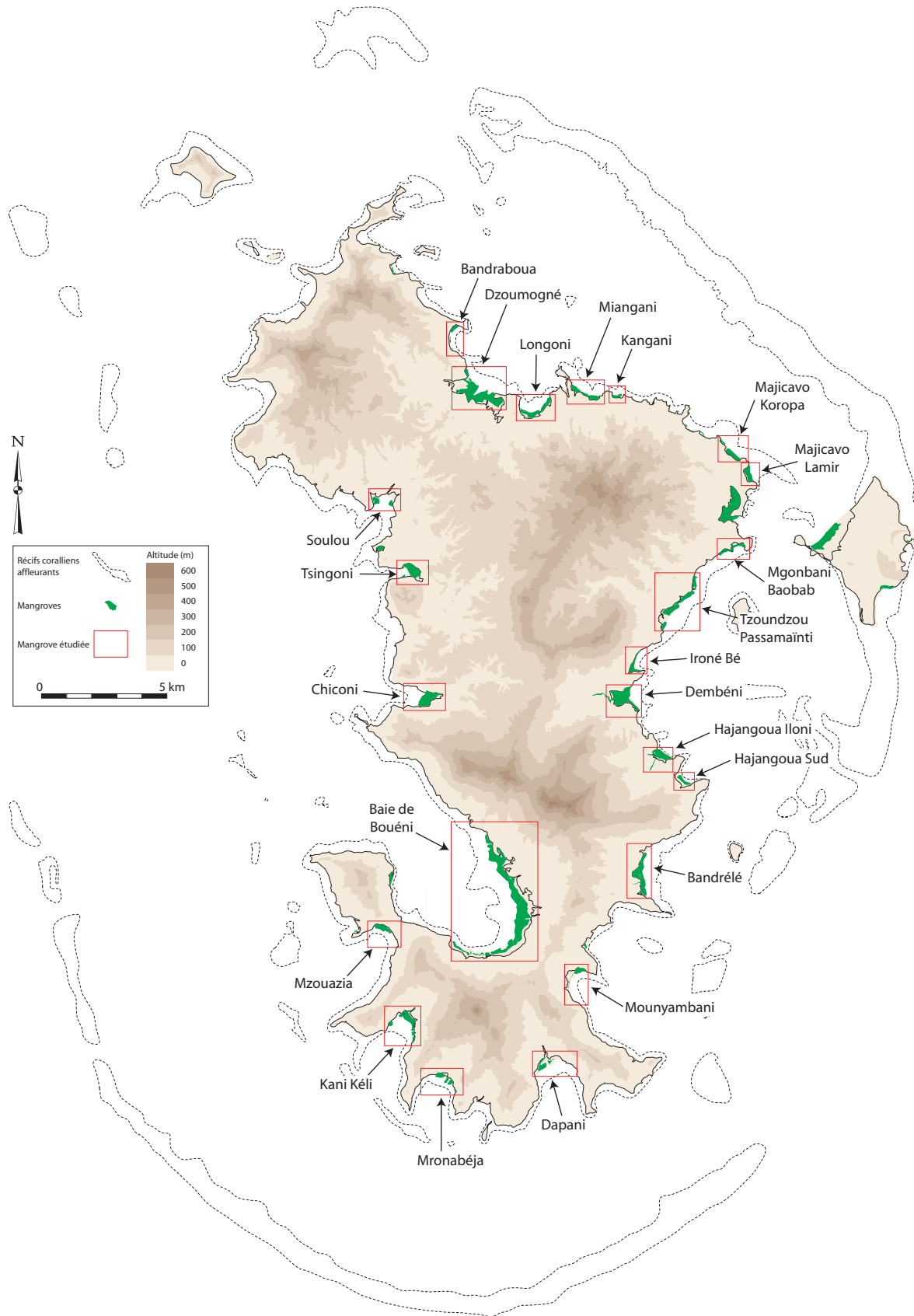


Figure 4.1: Localisation des mangroves étudiées par analyse diachronique de photographies aériennes.

1. Détermination de l'évolution et de la dynamique des mangroves

Cette première partie du chapitre 4 est consacrée à la présentation de l'évolution surfacique et de la dynamique de chacune des 23 mangroves retenues. Les différentes mangroves sont présentées en suivant le littoral de Mayotte dans le sens horaire en commençant par la mangrove de Bandraboua (côte nord) pour terminer par celle de Soulou (côte ouest).

1.1. Les mangroves de la côte nord de Mayotte

1.1.1. Mangrove de Bandraboua

Cette mangrove située au nord-ouest de l'île occupe une superficie modeste de 5,88 ha en 2003 et est fractionnée en trois parties distinctes (Fig. 4.3). L'entité la plus importante (3,93 ha) se situe au nord de la baie, d'aspect dense et dynamique : elle comporte les 7 espèces de palétuviers de Mayotte (Laulan *et al.*, 2006) et présente une zonation typique des mangrove de Mayotte avec un front lagonaire composé de *Sonneratia alba*, les rhizophoracées en position interne avec la présence de plus en plus importante vers le haut de estran d'*Avicennia marina*. Le front lagonaire présente un aspect rectiligne, dense et les *Sonneratia alba* montrent une bonne vitalité. La bordure sud de cette entité est marquée par la présence de nombreuses plantules de *Rhizophora mucronata* et de nombreux jeunes *Avicennia marina*. Cela semble indiquer une bonne vitalité des peuplements. Les deux autres entités, au centre et au sud de la baie, sont différentes de la première et montrent un aspect beaucoup moins dense et structuré. Elles sont composées uniquement de *Sonneratia alba* et d'*Avicennia marina* de grandes tailles, avec de nombreux jeunes palétuviers de ces deux espèces plus en retrait du front lagonaire (Fig. 4.2). Les formations d'arrière-mangrove sont totalement absentes de la baie, vraisemblablement en raison de l'expansion du village.

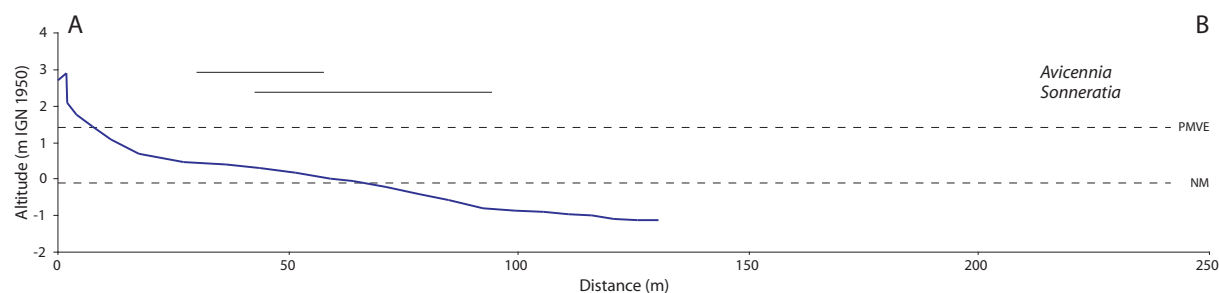


Figure 4.2 : Profil topographique AB et formations végétales associées, mangrove de Bandraboua, février 2008. Voir figure 4.3 pour la localisation de ce transect.

La comparaison des séries de photographies aériennes depuis 1969 (la photographie de 1950 étant inexploitable) montre une légère expansion surfacique de 6 % des peuplements de la mangrove (Fig. 4.3). Cette expansion concerne les entités sud de la baie, où les peuplements colonisent le haut estran latéralement et en direction de la terre. Cette dynamique de colonisation semble se poursuivre actuellement comme l'atteste la présence de nombreux jeunes palétuviers et plantules dans de nombreuses parties de l'estran et l'absence de signe de déchaussement ou d'érosion des palétuviers.

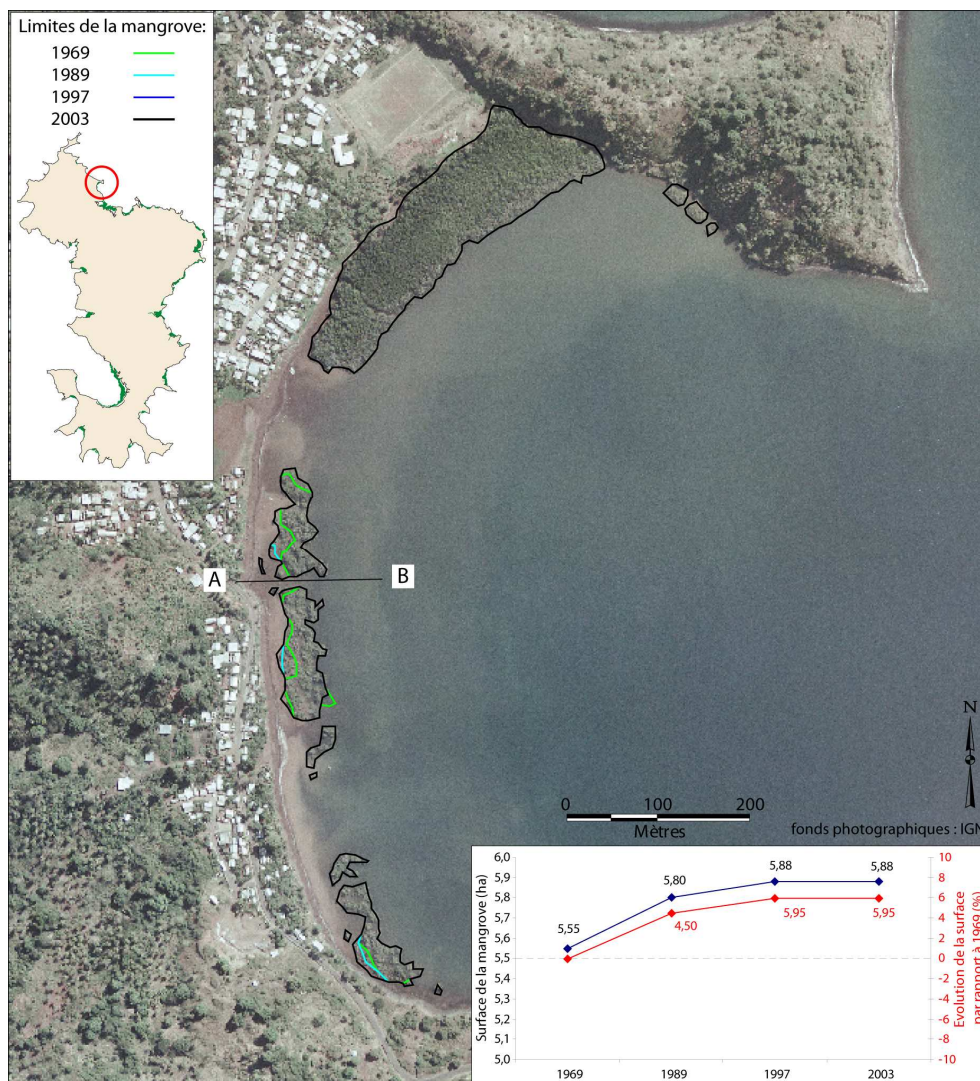


Figure 4.3 : Photographie aérienne de la mangrove de Bandraboua (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1969 et 2003 et localisation du transect AB.

1.1.2. Mangrove de Dzoumogné

La mangrove de Dzoumogné avec 97,80 ha en 2003 est la deuxième plus importante de Mayotte après celle de la baie de Bouéni. L'essentiel des formations constitutives de la mangrove mahoraise est représentée et les 7 espèces de palétuviers locales sont présentes (Fromard, 2000 ; Laulan *et al.*, 2006). La zonation des faciès est particulièrement complexe en raison de la largeur et de la superficie de la mangrove, de la présence de trois embouchures de cours d'eau importants et de l'existence de cordons sableux toujours émergés en cœur de la mangrove. *Rhizophora mucronata* et *Ceriops tagal* sont les espèces les plus répandues associées, selon les endroits, à *Xylocarpus granatum* ou à *Bruguiera gymnorhiza*. Ces faciès sont souvent très denses et parfois impénétrables. Le front de mer est constitué de *Sonneratia alba* sur l'ensemble du linéaire ainsi que sur les rives du chenal au centre de la mangrove. Trois grands tannes sont également présents en arrière de la mangrove, avec disséminés sur leurs surfaces très salinisées (100 %, Fromard, 2000), des individus d'*Avicennia marina* de petite taille et tortueux. En bordure externe des tannes *Avicennia marina* associé généralement à *Xylocarpus granatum* forme des peuplements plus importants qui longent les principaux drains de la mangrove. Quelques zones d'arrière-mangroves saumâtres à *Acrostichum aureum* sont réparties sur l'ensemble de la bordure terrestre de la mangrove avec *Hibiscus tiliaceus*, *Thespesia populnea* et *Heritiera littoralis*. Encore plus vers l'intérieur des terres on observe des forêts alluviales d'érythrina de grande envergure accompagnées d'*Acrostichum aureum*.

La mangrove de Dzoumogné montre depuis 1969 une légère augmentation de 1,59 % soit 1,51 ha de sa superficie (Fig. 4.4). Cette dynamique positive est surtout à mettre en relation avec une extension des peuplements des bordures de certains tannes (aux extrémités est et ouest de la mangrove). L'expansion surfacique est également due à une légère progression du front lagonaire de la mangrove, principalement au niveau du grand chenal formé par l'exutoire du Mro oua Maouéni. Au niveau de ce chenal central, on observe sur sa rive orientale entre 1969 et 1989 l'implantation de quelques *Sonneratia alba* qui colonisent l'estran parallèlement au chenal. Cette progression semble être dans la continuité de celle que l'on peut observer entre 1950 et 1969, où cette dynamique a semblé plus importante. Mais en raison de masques nuageux sur certaines parties de la mangrove sur la photographie la plus ancienne, la dynamique de l'ensemble du site n'a pas été quantifiée sur cette période (1950-1969) et se limite à cette observation. Le reste de la mangrove et de son réseau de chenaux montrent une remarquable stabilité morphologique et aucune variation n'est quantifiable entre 1969 et 2003.

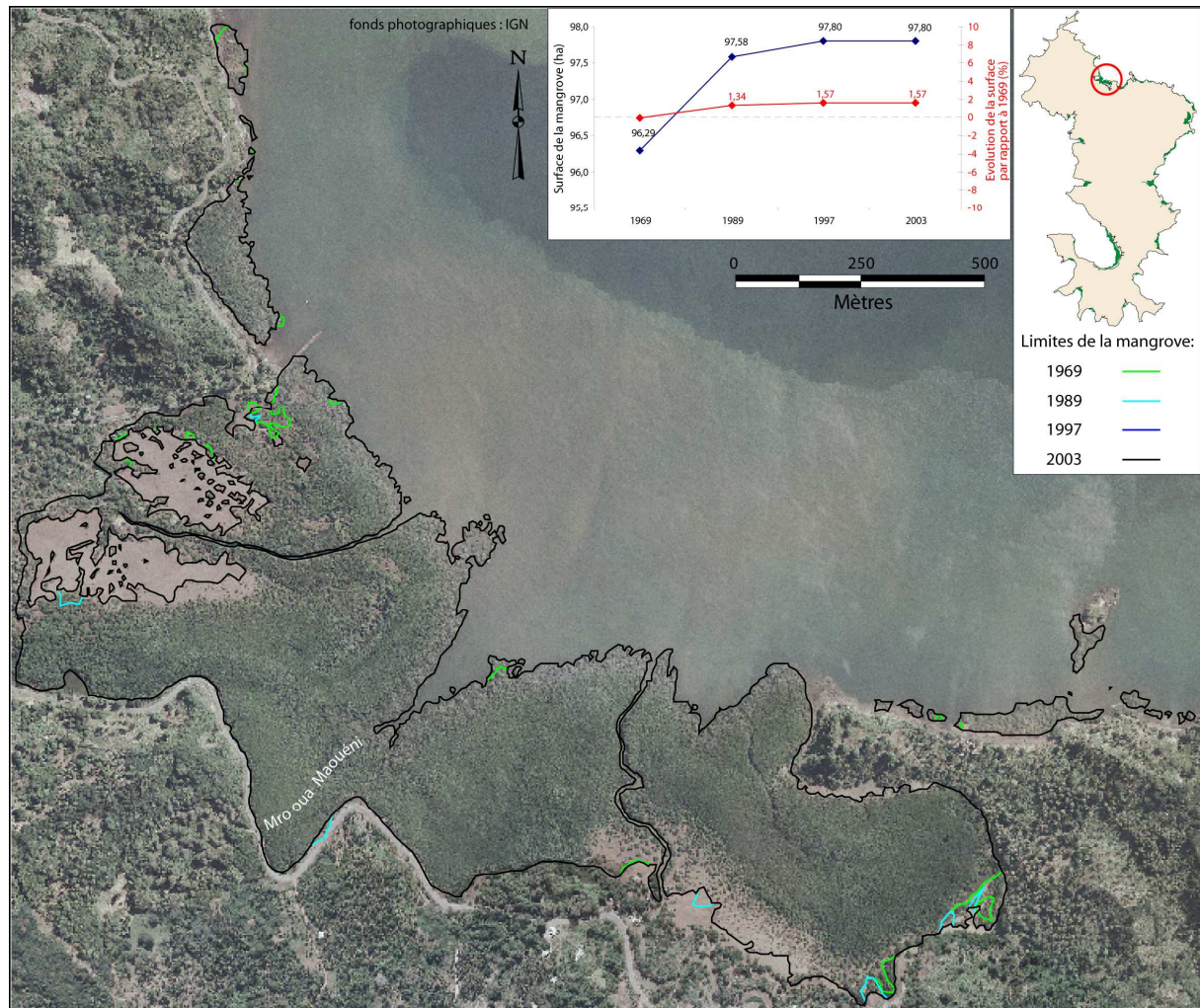


Figure 4.4 : Photographie aérienne de la mangrove de Dzoumogné (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1969 et 2003.

1.1.3. Mangrove de Longoni

La mangrove de Longoni se développe sur 22,71 ha et 1,5 km de front de mer en 2003. Le front lagonaire de cette mangrove est constitué d'un faciès à *Sonneratia alba* d'une largeur d'une quarantaine de mètres. En zone centrale se développe un faciès dominé par *Rhizophora mucronata* aux individus relativement haut, associés à *Bruguiera gymnorrhiza*, avec la présence de nombreuses plantules des deux espèces. En arrière de la mangrove, en zone interne, on retrouve *Avicennia marina* en peuplements plus ou moins denses et associés quelques fois à *Ceriops tagal* et ponctuellement à *Lumnitzera racemosa* (Laulan *et al.*, 2006). Un petit tanne est présent à proximité du village de Longoni. La mangrove présente une bonne régénération avec des plantules de *Ceriops tagal* et de *Rhizophora mucronata* en abondance en zone interne.

L'évolution surfacique de la mangrove montre une régulière mais très légère progression des peuplements de 0,38 ha depuis 1950 (Fig. 4.5). Cette progression est surtout sensible sur le front lagonaire où quelques *Sonneratia alba* se sont implantés, notamment à l'extrémité ouest de la baie ainsi qu'au centre à proximité du débouché d'un sentier d'accès au lagon. Aucun changement important n'a été observé en arrière de la mangrove, où seul un léger défrichement à proximité du village de Longoni est constaté entre 1989 et 1997.

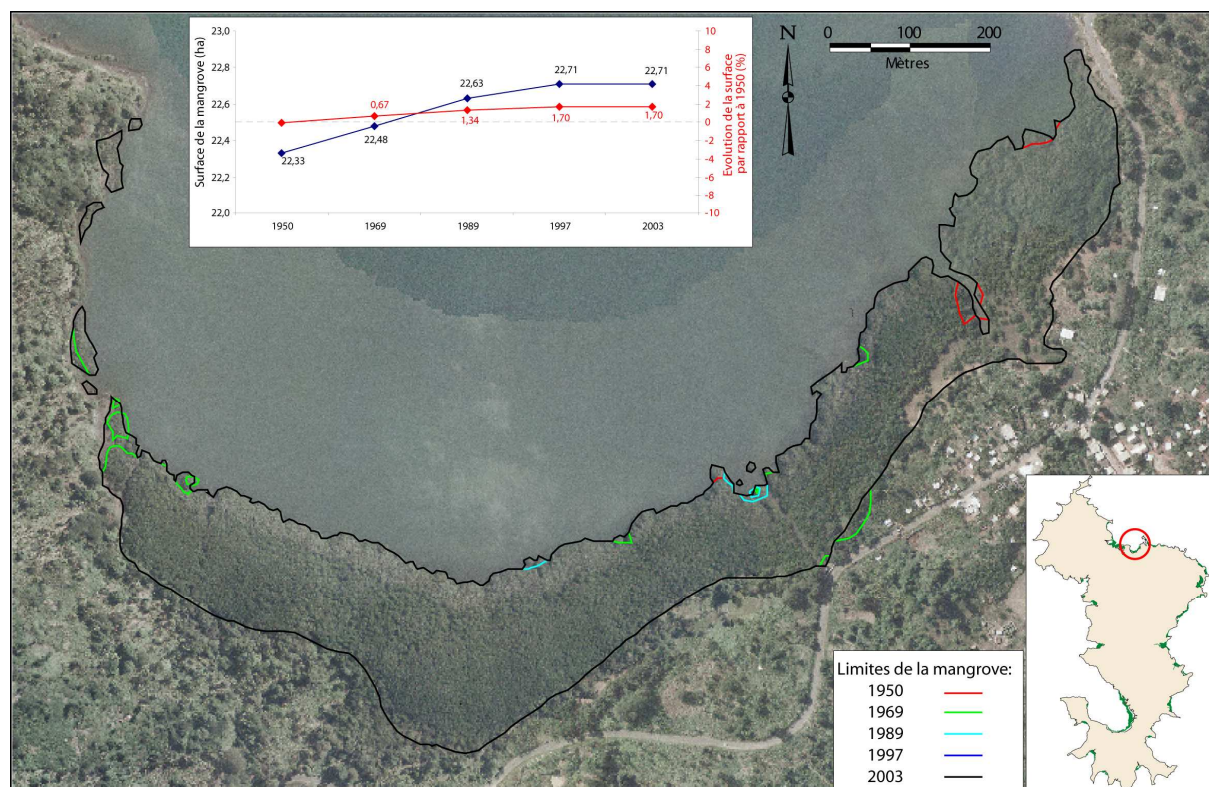


Figure 4.5 : Photographie aérienne de la mangrove de Longoni (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.

1.1.4. Mangrove de Miangani

Située à proximité du port de Longoni, la mangrove de Miangani est une mangrove d'environ 13 ha de superficie. Elle est constituée de trois entités qui sont séparées par des petits platiers rocheux. Large de 150 m au maximum, on peut y observer néanmoins la zonation classique des mangroves mahoraises avec un front lagonaire composé de *Sonneratia alba*, une zone centrale avec *Rhizophora mucronata* associé à *Ceriops tagal*, puis *Avicennia marina* en position interne. Les peuplements d'arrière-mangrove sont aujourd'hui absents de ce site en raison de la création de zones d'activités et d'un développement industriel important de cette portion de littoral en liaison avec le port de Longoni à proximité. D'après l'examen des différentes photographies aériennes, la mangrove semble particulièrement stable,

notamment au niveau du front lagunaire où aucune régression ou progression n'a pu être décelée entre 1950 et 2003 (Fig. 4.6). Seule l'extrémité ouest de la mangrove a subi une modification de ces peuplements avec la construction d'une route d'accès au port de Longoni au début des années 1990 qui a conduit à une légère perte de surface.

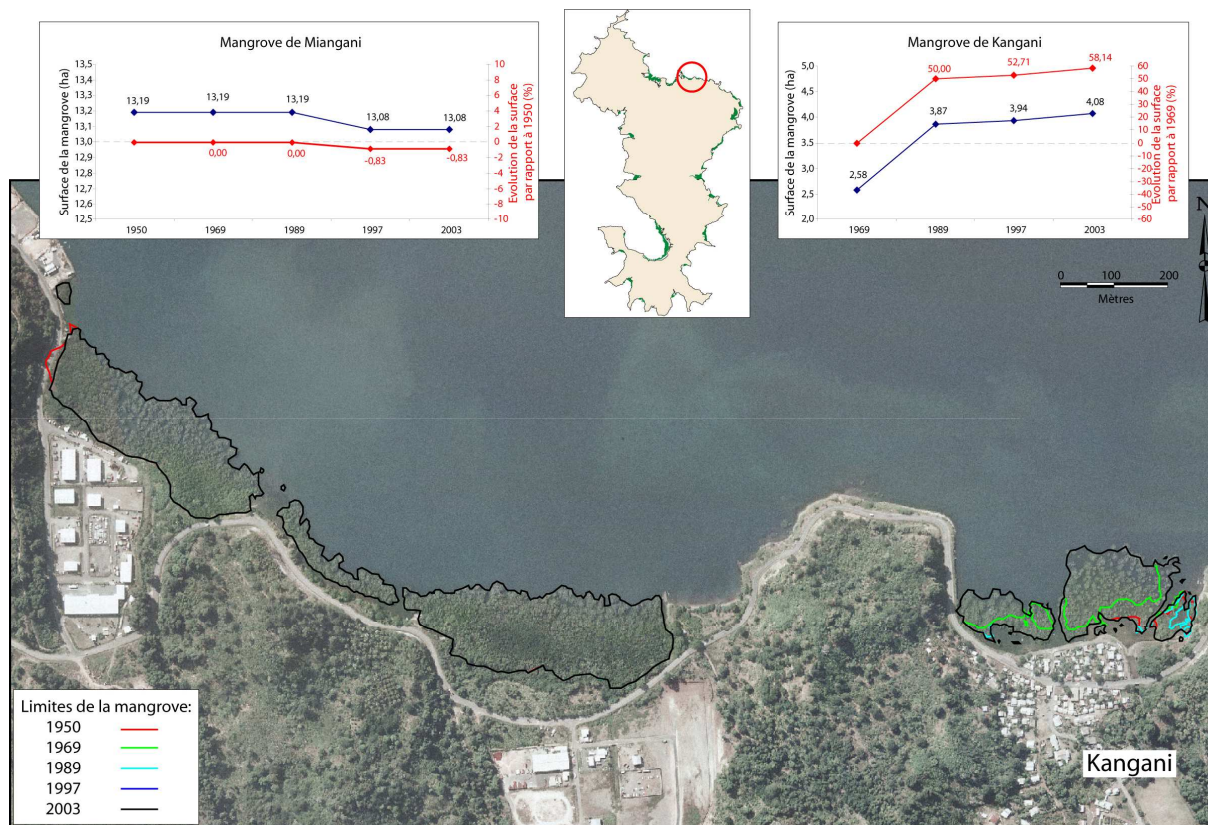


Figure 4.6 : Photographie aérienne des mangroves de Miangani (à gauche) et de Kangani (à droite) (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.

1.1.5. Mangrove de Kangani

La mangrove de Kangani est une petite mangrove d'environ 4 ha qui présente une faible densité de peuplements et seulement deux espèces de palétuviers, *Sonneratia alba* et *Avicennia marina*. La mangrove peut être divisée en deux parties qui sont séparées par un sentier d'accès au lagon. La partie ouest de la mangrove, d'une largeur de 60 à 80 m, est caractérisée par un front lagunaire constitué d'individus épars et d'aspect sénescents sans régénération. Le front lagunaire de la partie orientale est également composé de palétuviers à l'aspect vieillissant, mais en position interne à proximité de l'exutoire du Mro oua Kangani, on remarque la présence, assez importante, de jeunes *Avicennia marina* se développant sur un substrat plus sablo-vaseux que la partie ouest de la mangrove.

L'analyse des photographies aériennes semble appuyer les observations de terrain et le développement de peuplements en arrière de la mangrove (Fig. 4.6). Si le front lagonaire est resté stable, l'évolution de la mangrove depuis 1969 est marquée par une colonisation et l'implantation de nombreux palétuviers sur la partie supérieure de l'estran vers le côté terrestre de la mangrove, notamment dans la partie orientale. Cette forte extension des peuplements, de près de 60%, s'est principalement produite entre 1969 et 1989 avec une extension en moyenne de 2,5% par an sur la période. L'expansion des peuplements s'est ensuite ralentie mais est toujours sensible entre 1997 et 2003 (0,6% par an).

1.1.6. Mangrove de Majicavo Koropa

Cette mangrove est constituée de deux entités pour une surface totale en 2003 de 12,02 ha. La partie la plus à l'ouest est constituée d'un faciès étroit à *Sonneratia alba* et à *Avicennia marina* (Fig. 4.7) : les arbres sont en bonne santé et de nombreux jeunes *Avicennia marina* et plantules se développent au centre et en arrière de cette formation. La partie la plus étendue présente deux petits tannes avec quelques *Avicennia marina* de petites tailles disséminés à leurs surfaces. La zonation est classique avec un front lagonaire à *Sonneratia alba*, suivi d'un faciès composé principalement de *Rhizophora mucronata* et de quelques *Bruguiera gymnorrhiza*. En arrière de cette formation se trouve une formation à *Ceriops tagal* et à *Avicennia marina* de taille variable. A proximité du village de Majicavo Lamir, un sentier d'accès au lagon est principalement bordé de *Sonneratia alba* sur l'ensemble de son tracé. L'évolution montre une très légère augmentation (0,18 ha) de la surface de la mangrove depuis 1969, notamment pour l'entité ouest où un passage menant au lagon dans la mangrove a été totalement comblé (Fig. 4.8). De petites variations en arrière de la mangrove peuvent également être constatées en raison de la réalisation de la route nationale 1.

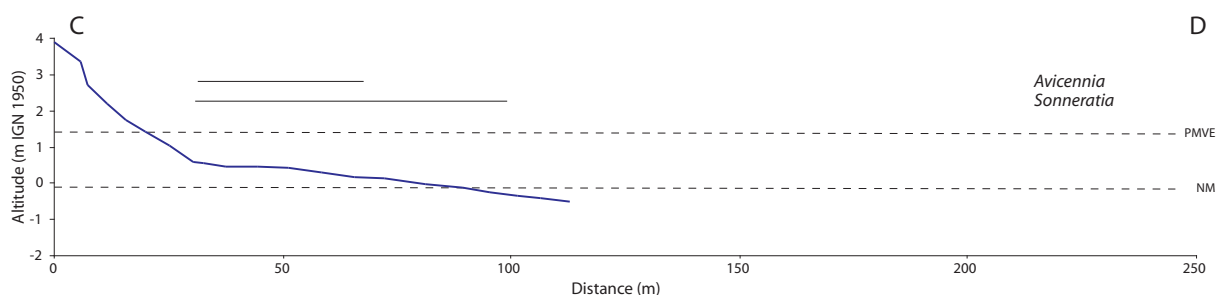


Figure 4.7 : Profil topographique CD et formations végétales associées, mangrove de Majicavo Koropa, février 2008. Voir figure 4.8 pour la localisation de ce transect.

1.1.7. Mangrove de Majicavo Lamir

La mangrove de Majicavo Lamir se développe sur environ 12,54 ha. 5 des 7 espèces de palétuviers sont présentes (Laulan *et al.*, 2006). Le front de mangrove est occupé par de gros *Sonneratia alba*, la zone centrale est dominée par une formation dense à *Rhizophora mucronata*, enfin la zone interne est composée d'*Avicennia marina* et de *Ceriops tagal* qui forment des peuplements très compacts. Cette dernière zone est bordée par un tanne étroit (20 à 40 m), avec des *Avicennia marina* de taille variable à sa surface. L'analyse diachronique des photographies aériennes montre une grande stabilité de la mangrove (Fig. 4.8). Néanmoins, entre 1950 et 1969, une progression du front de mangrove est nettement visible avec une linéarisation du front qui présentait antérieurement des formes d'indentations.

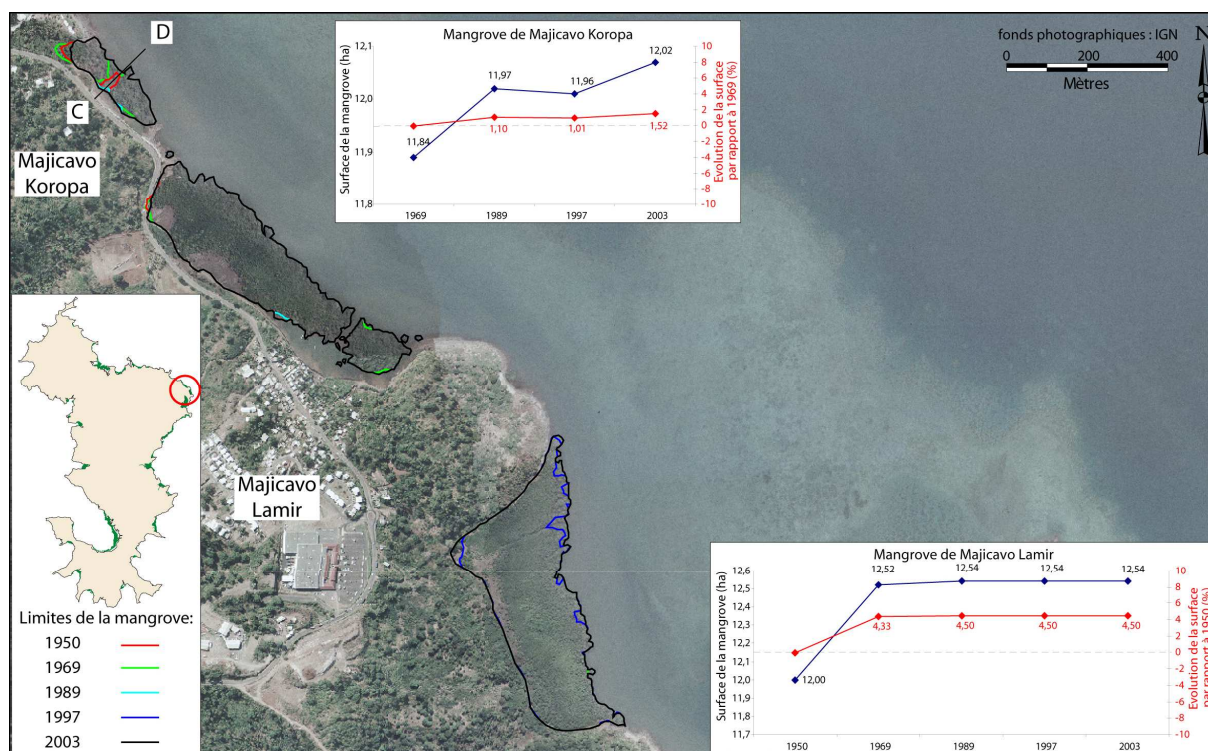


Figure 4.8 : Photographie aérienne des mangroves de Majicavo Koropa (à gauche) et de Majicavo Lamir (à droite) (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1950 et 2003 et localisation du transect CD.

1.2. Les mangroves de la côte est de Mayotte

1.2.1. Mangrove de Mgombani-Baobab

Située au cœur de l'agglomération de Mamoudzou, cette mangrove est constituée de deux entités, la mangrove de Mahabou à l'est et la mangrove du Baobab à l'ouest. Elles sont séparées par un petit cap rocheux ; l'ensemble de ces entités a une surface d'environ 10,5 ha. Malgré sa situation urbaine et sa superficie limitée, les peuplements de la mangrove de

Mahabou sont souvent denses voire impénétrables. Elle est caractérisée par un front lagunaire à *Sonneratia alba* relativement étroit (30 m) et d'une formation centrale à *Bruguiera gymnorrhiza* et surtout à *Rhizophora mucronata*, parfois bordée par *Avicennia marina* et surtout des peuplements très denses de *Ceriops tagal* vers le bord de la route nationale 2. La mangrove du Baobab est moins dense, surtout dans sa partie ouest qui est composée d'*Avicennia marina* et de *Sonneratia alba*. En revanche, à l'est de la mangrove, une formation centrale à *Rhizophora mucronata* et *Ceriops tagal* se développe sur quelques dizaines de mètres. Plusieurs études (ESPACES, 2003 ; Laulan *et al.*, 2006) font état d'un dépérissement de jeunes plantules de *Sonneratia* et de *Rhizophora* qui s'étaient implantées sur le substrat vaseux de la mangrove.

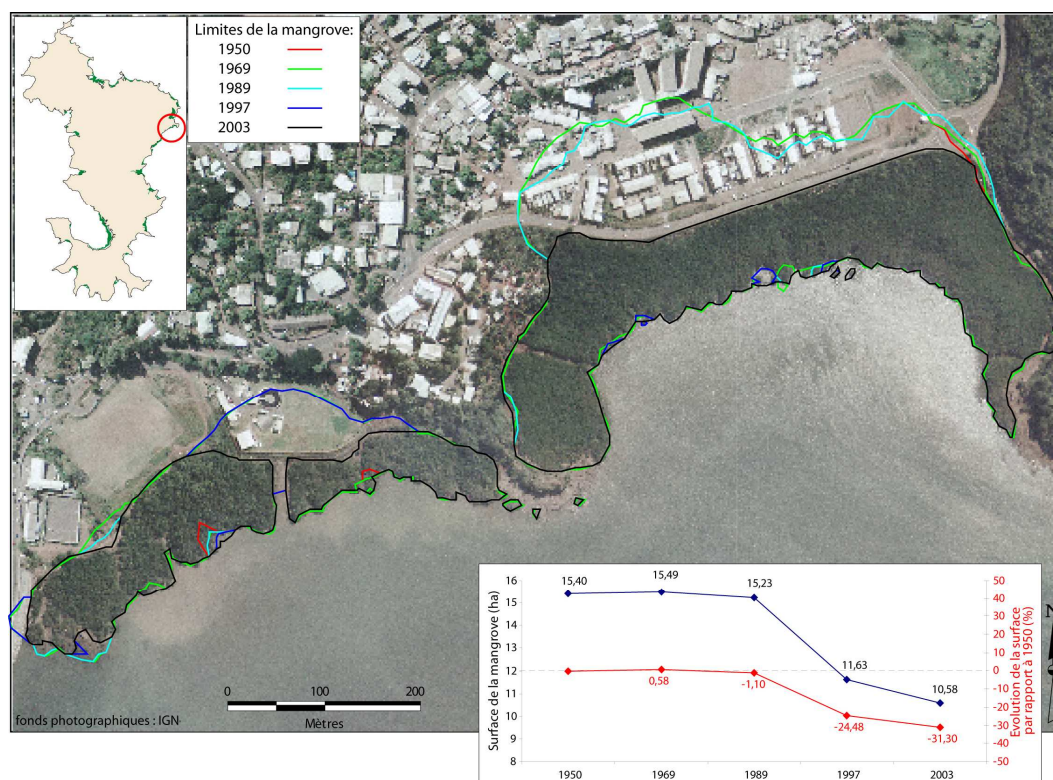


Figure 4.9 : Photographie aérienne de la mangrove de Mgombani-Baobab (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.

L'évolution de la mangrove depuis 1950 a été très fortement influencée par l'extension urbaine de Mamoudzou avec une perte surfacique de plus de 30% (-4,82 ha). Si jusqu'en 1989, la mangrove de Mgombani est relativement stable, au début des années 1990 la réalisation de la déviation de la RN2 a occasionné le remblaiement sur près de la moitié de la surface (Fig. 4.9). La mangrove du Baobab a été plus récemment sujette à un remblaiement d'une partie de la zone interne pour la construction d'une station d'épuration. En revanche, le

front lagunaire des deux entités semble être marqué par une faible progression. ESPACES (2003) ainsi que Laulan *et al.* (2006) remarquent des phénomènes de sur-sédimentation dans la mangrove, ce phénomène était déjà mentionné par Fromard (2000) qui fait état d'une sédimentation importante et d'un rehaussement du niveau du substrat entraînant une évolution du faciès de la mangrove avec le développement massif de *Ceriops tagal*.

1.2.2. Mangrove de Passamaïnti-Tsoundzou

La mangrove de Passamaïnti-Tsoundzou désigne l'ensemble des formations présentes le long de la route nationale 2, du village de Mtsapéré à Tsoundzou, soit 35,5 ha et près de 3 km de côte. L'urbanisation rapide de ces villages et d'importants travaux liés à la création d'une rocade ont fortement perturbé la mangrove. Les formations que l'on rencontre sur l'ensemble de la mangrove ne sont pas homogènes. Au nord, entre Mtsapéré et Passamaïnti, directement accolé à la RN 2, un faciès très dense à Rhizophoracées puis un faciès externe à *Sonneratia alba* caractérisent le transect de la mangrove. Au niveau de Passamaïnti, les zones internes et centrales de la mangrove ont été détruites pour la création de la rocade et seul le front lagunaire à *Sonneratia alba* subsiste sur 40 à 50 m de large (Fig. 4.10).

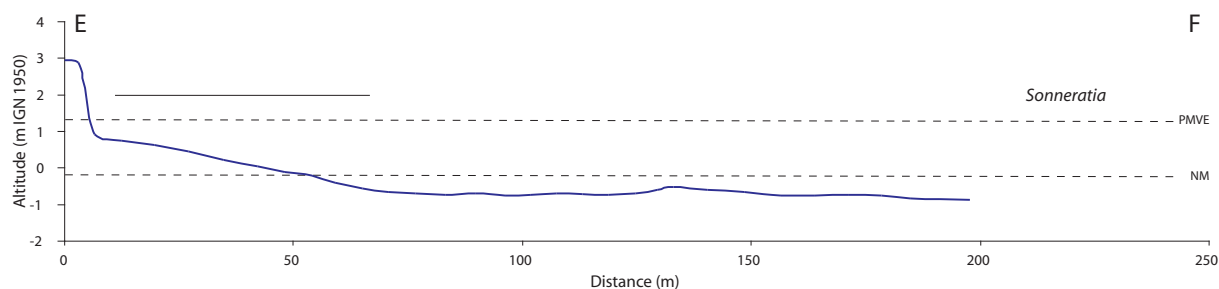


Figure 4.10 : Profil topographique EF et formations végétales associées, mangrove de Passamaïnti-Tsoundzou, février 2006. Voir figure 4.11 pour la localisation de ce transect.

Le sud de la mangrove à partir de Passamaïnti est plus complexe et est épargné des aménagements massifs. Le front lagunaire est constitué de *Sonneratia alba*, suivi d'une formation à Rhizophoracées. Directement en arrière de cette formation, un cordon sableux sépare le reste de la mangrove des formations directement soumises à l'agitation des vagues. Seule l'embouchure de la Koualé permet à ces formations d'être soumise à l'influence des marées. Deux tannes se développent sur chaque rive de la Koualé, avec des peuplements d'*Avicennia marina* plus ou moins épars et bordés par des formations plus épaisses composées soit d'*Avicennia marina*, soit de formations mixtes avec des Rhizophoracées, de plus en plus denses en remontant vers le nord. Néanmoins, cette zonation n'est pas préservée

sur l'ensemble du trait de côte. A l'est de l'embouchure de la Koualé l'absence de la zone externe à *Sonneratia alba* et a Rhizophoracées en avant du cordon sableux semble provoquer une déstabilisation et une importante érosion de cette zone. Cette déstabilisation semble être suivie d'un recul du cordon sableux dans les peuplements situés en arrière. Ce phénomène d'érosion avait déjà été remarqué par [Lebigre \(1997\)](#), [Fromard \(2000\)](#) et [Laulan et al. \(2006\)](#).

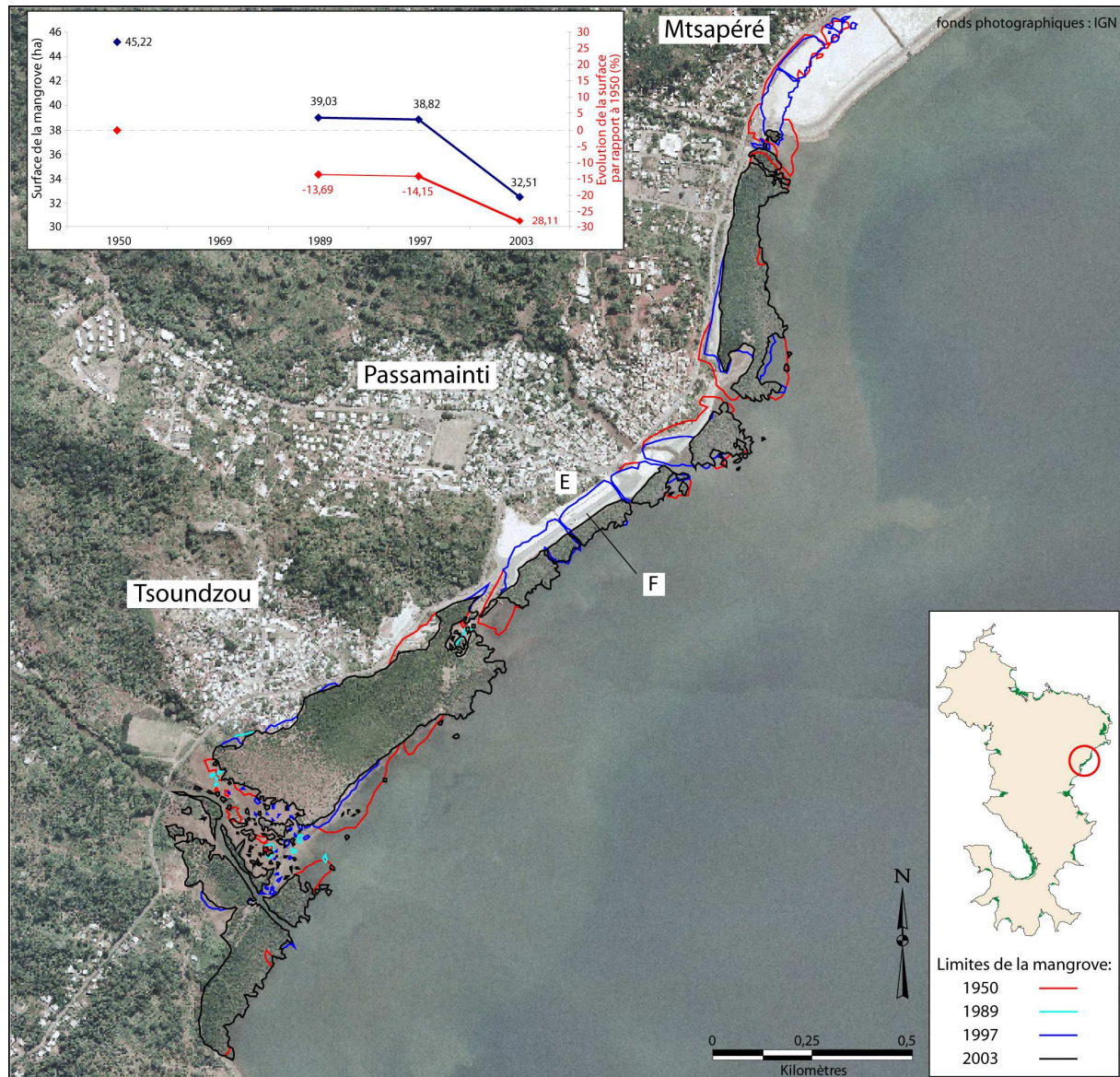


Figure 4.11 : Photographie aérienne de la mangrove de Passamaïnti-Tsoundzou (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1950 et 2003 et localisation du transect EF.

L'analyse des photographies aériennes confirme les observations réalisées sur le terrain (Fig. 4.11). Entre 1950 et 1989 (la photographie de 1969 est absente), les formations à *Sonneratia alba* et à Rhizophoracées situées en avant du cordon ont disparu à l'est de la Koualé (plus de 5 ha), conduisant au recul du cordon. Cette disparition n'est pas limitée à

cette zone : on peut également remarquer à d'autres endroits sur le front lagunaire la disparition de ces faciès, vraisemblablement liée à la création de zones de débarquement pour des embarcations de pêches. Les impacts des remblaiements de certaines parties de la mangrove sont aussi bien visibles. Au total, la surface de la mangrove a diminué de plus de 28% soit 12,71 ha avec une vitesse maximale de réduction entre 1997 et 2003 (2,71% par an).

1.2.3. Mangrove d'Ironi bé

La mangrove d'Ironi bé, d'une surface de 12,3 ha, est scindée en deux parties par la route nationale 2. La partie ouest, isolée du reste de la mangrove par la route, reste néanmoins soumise à l'influence de la marée grâce à un pont. On observe du lagon vers la l'île, un front lagunaire constitué de *Sonneratia alba*, puis un faciès mono-spécifique à *Rhizophora mucronata* suivi de formation mixte à *Rhizophora mucronata* et *Avicennia marina*. La partie ouest isolée présente une formation mono-spécifique à *Avicennia marina*.

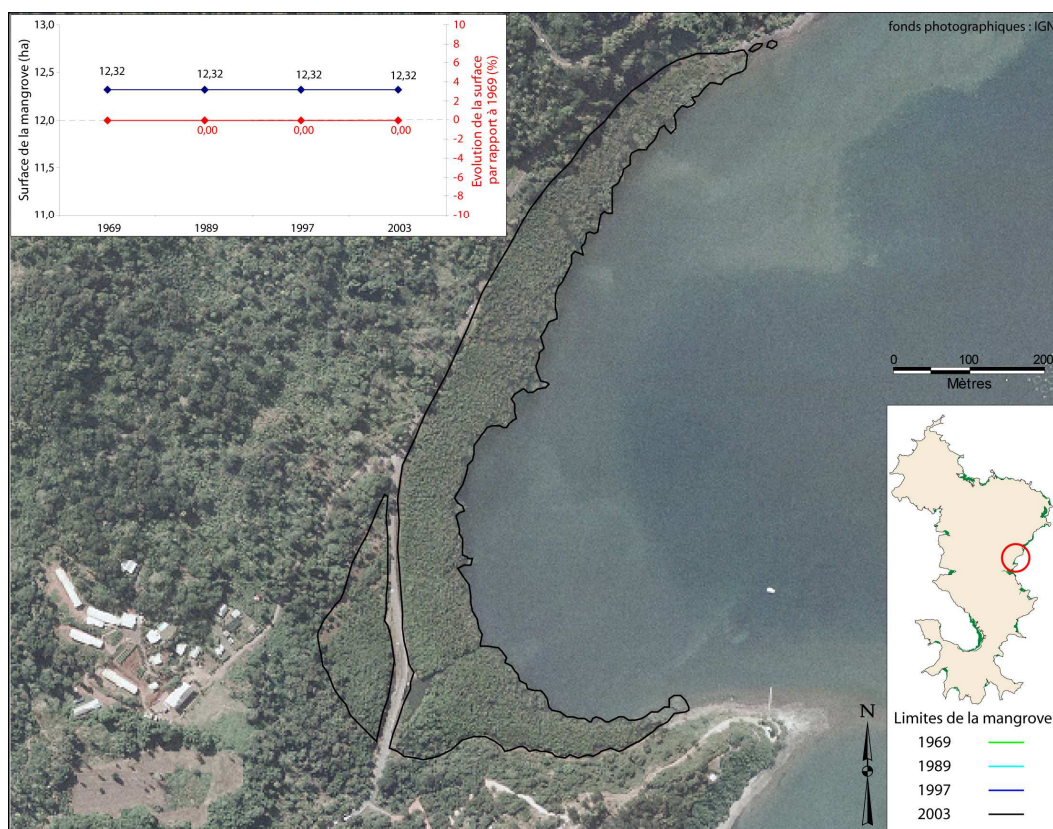


Figure 4.12 : Photographie aérienne de la mangrove d'Ironi Bé (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1969 et 2003.

Malgré la présence de la route, la mangrove paraît stable et aucun signe de perturbation ou d'érosion n'est visible sur le terrain. La mangrove apparaît très stable depuis

1969 (Fig. 4.12), aucune variation surfacique ou morphologique ne peut être observée à partir des photographies aériennes sur l'ensemble de la période.

1.2.4. Mangrove de Dembéli

Cette mangrove se développe en 2003 sur 38,26 ha à proximité immédiate des villages de Dembéli et Iloni. Mangrove compacte et dense, elle est composée d'un front lagonaire à *Sonneratia alba* suivi d'une vaste formation centrale à *Rhizophora mucronata* associée par endroit à *Avicennia marina*. Au sud de la mangrove près d'Iloni, se développe une formation dense à *Ceriops tagal* de petite taille. *Lumnitzera racemosa* a été aussi observé par [Laulan et al. \(2006\)](#) dans les zones internes de la mangrove. Plusieurs tannes sont présents, dont un bien développé au nord-ouest de la mangrove.

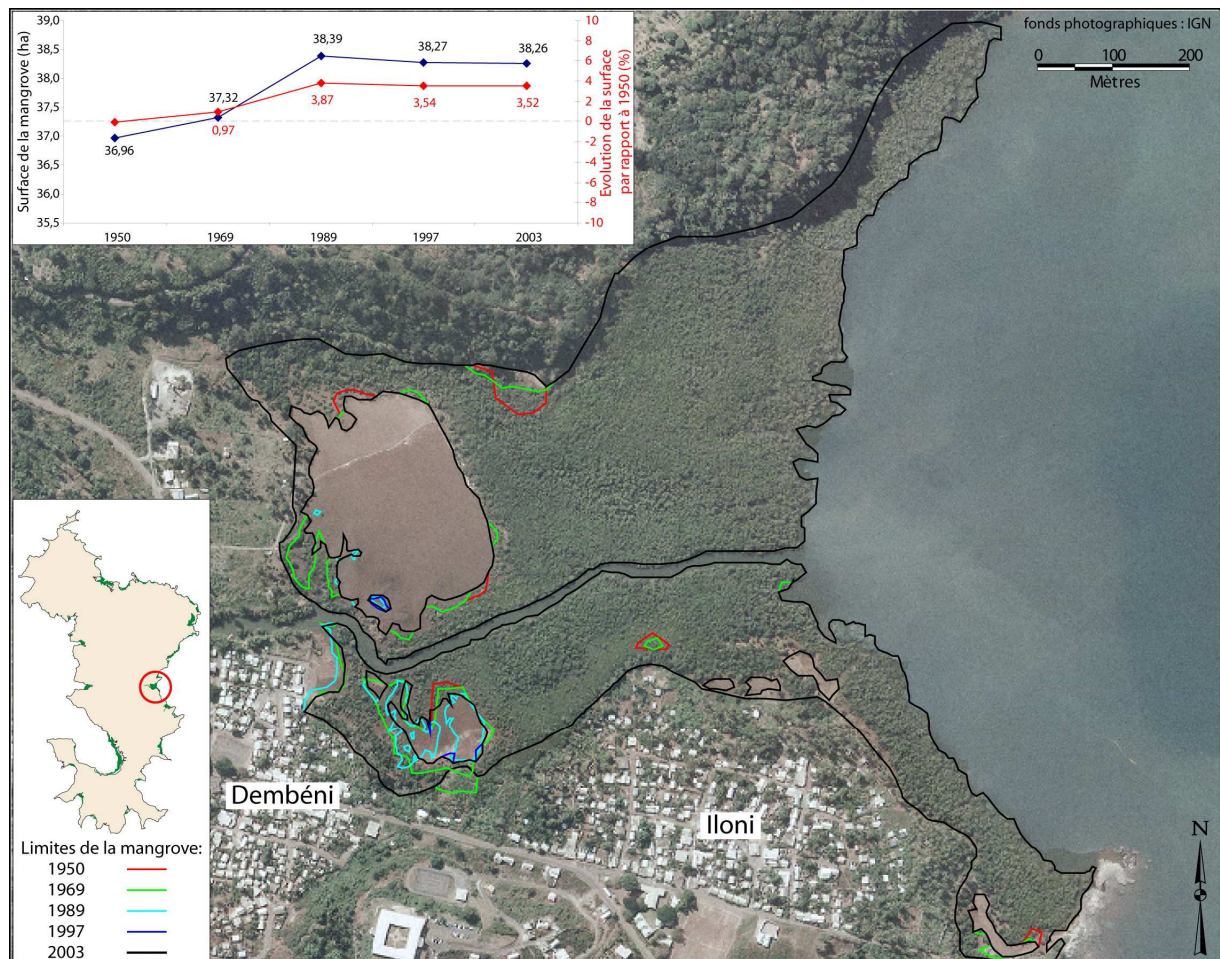


Figure 4.13 : Photographie aérienne de la mangrove de Dembéli (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.

L'évolution de la mangrove montre de légères variations surfaciques. Entre 1950 et 1969, une progression des peuplements d'environ 1,5 ha est observée en bordure des principaux tannes ; certains tannes plus petits ont été totalement fermés, notamment au sud de la mangrove (Fig. 4.13). Cette dynamique de colonisation lente des tannes semble se poursuivre le long des drains superficiels de ces surfaces nues depuis 1969. Quelques défrichements à proximité des villages de Dembéni et Iloni sont constatés depuis 1989 en arrière des peuplements ce qui conduit à une légère diminution globale de la surface de la mangrove depuis cette date (- 0,13 ha).

1.2.5. Mangrove de Hajangoua-Iloni

La mangrove de Hajangoua-Iloni est caractérisée par la présence d'un cordon sableux transversale qui rend plus complexe la zonation habituelle des peuplements. Les formations qui s'étendent en aval du cordon sableux se caractérisent par un front à *Sonneratia alba* de largeur variable et par des faciès mixtes à Rhizophoracées et à *Avicennia marina*. Les peuplements en arrière du cordon sableux sont complexes et diversifiés avec des formations mixtes à *Ceriops tagal* *Xylocarpus granatum* et *Avicennia marina* (Laulan *et al.*, 2006). Enfin à l'arrière de ces formations s'étend un tanne à *Avicennia marina* épars. L'embouchure de la rivière Mro Oua Hajangoua permet à la mangrove située en arrière du cordon sableux d'être soumise à l'influence des marées de vives-eaux.

L'étude des photographies aériennes depuis 1969 montre un accroissement de 2,80% de la surface de la mangrove soit environ 0,5 ha (Fig. 4.14). Cette extension des peuplements s'est produite régulièrement sur la période d'étude en arrière de la mangrove avec la colonisation de certaines parties du tanne. On observe également une lente progression de la mangrove pionnière à *Sonneratia alba*, particulièrement à l'est de l'embouchure de la rivière. Cette observation, via l'analyse des photographies aériennes, pourrait être expliquée par la présence de langues sablo-vaseuses de plusieurs dizaines de mètres de long qui s'étendent perpendiculairement au front de mangrove et parallèlement à l'embouchure de la rivière. L'implantation des jeunes palétuviers semble correspondre à ces formes sédimentaires qui seraient colonisées progressivement.

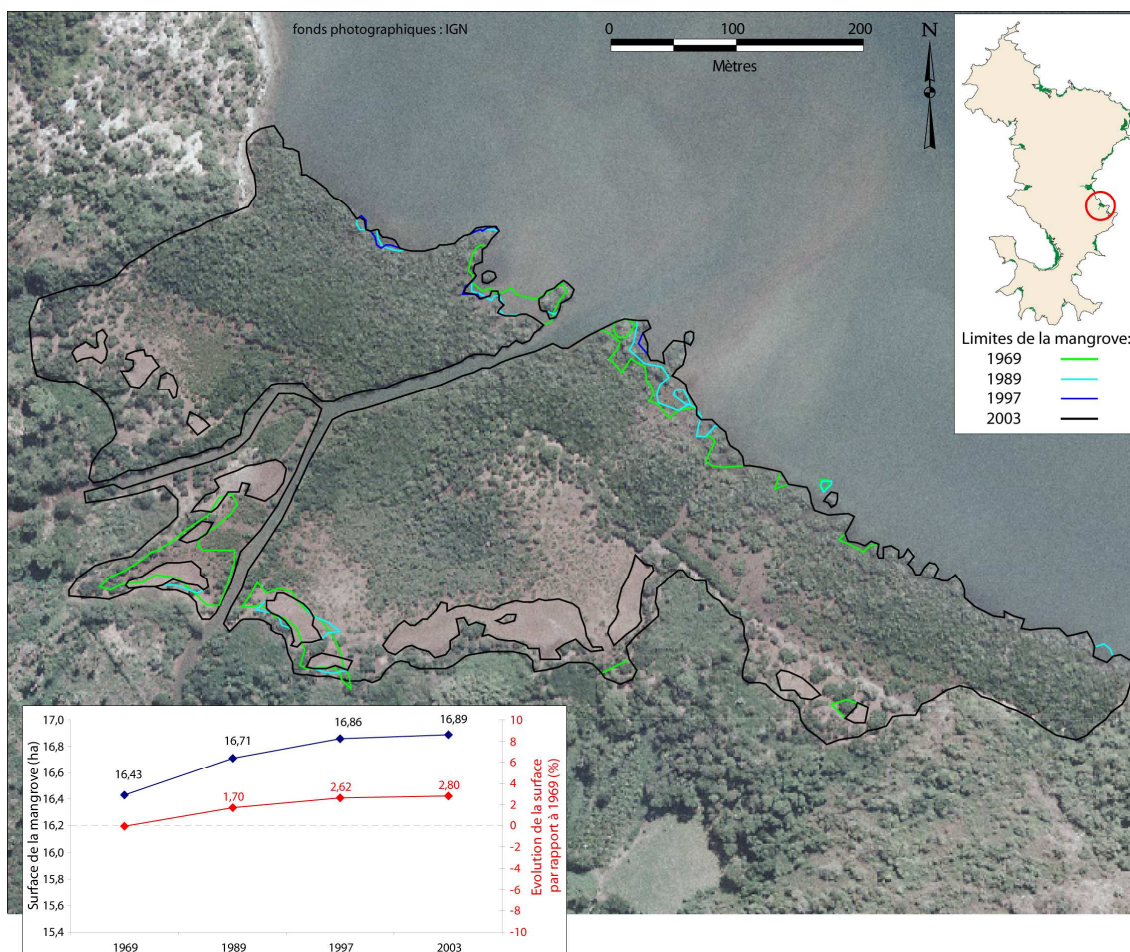


Figure 4.14 : Photographie aérienne de la mangrove de Hajangoua-Iloni (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1969 et 2003.

1.2.6. Mangrove de Hajangoua Sud

Cette petite mangrove (2,75 ha) située au fond d'une petite baie, se limite dans sa partie nord à quelques peuplements dispersés de vieux *Sonneratia alba* et de *Rhizophora mucronata*, puis vers le centre de la baie des *Avicennia marina* apparaissent. La partie sud de la mangrove est plus large et diversifiée avec une zonation classique en bande parallèle avec *Sonneratia alba* en front lagunaire, suivie d'une zone centrale à *Rhizophora mucronata* et *Avicennia marina* puis une zone interne à *Ceriops tagal*. Les observations de terrain montrent que les *Sonneratia alba* et certains *Avicennia marina* sont sénescents et partiellement déchaussés. Le substrat est moins vaseux que dans les mangroves précédentes et de nombreux petits blocs rocheux parsèment l'estran ; il semble que le petit bassin versant de la mangrove et l'absence de rivière pérenne soit un élément explicatif des caractéristiques sédimentaires de la baie. L'examen des différentes photographies aériennes semble appuyer les observations

réalisées sur place avec la disparition de plusieurs *Sonneratia alba* au niveau du front lagunaire au centre de la baie (Fig. 4.15) conduisant à une réduction régulière de 6,78% de la surface de la mangrove.

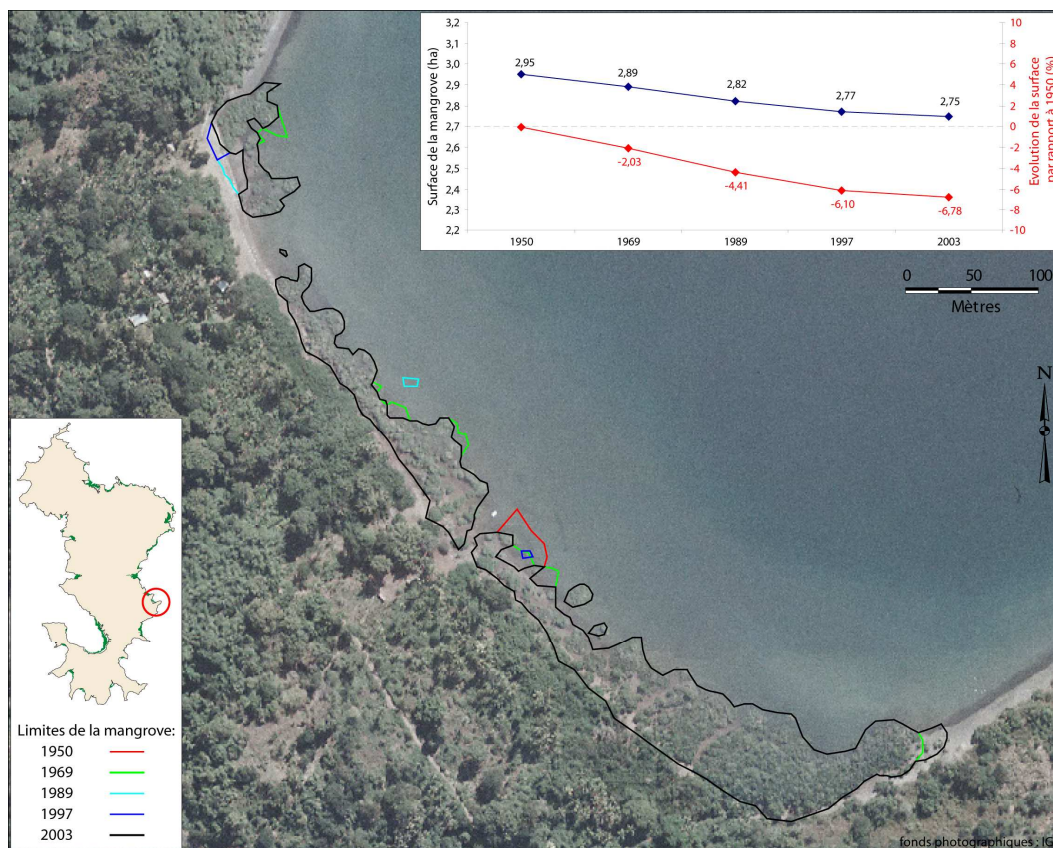


Figure 4.15 : Photographie aérienne de la mangrove de Hajangoua-Sud (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.

1.2.7. Mangrove de Bandré

Entité de 33,28 ha, la mangrove de Bandré s'étend sur plus de 2 km de long pour une largeur moyenne de 150 à 200 mètres. La zonation est typique des mangroves mahoraises avec *Sonneratia alba* en front de mer, puis une formation dense à rhizophoracées (*Rhizophora mucronata* et *Bruguiera gymnorrhiza*) et *Avicennia marina* (Fig. 4.16). L'extrémité nord de la mangrove est caractérisée par un faciès mono-spécifique à *Avicennia marina* clairsemé sur substrat sableux. En arrière de ces formations, on trouve un long cordon sableux sauf au niveau du village de Bandré où il a été remplacé par des enrochements. En arrière du cordon sableux, on observe diverses formations plus ou moins dégradées, dont un de peuplements de gros *Avicennia marina* et un tanne soumis à de fortes pressions anthropiques à proximité immédiate du village. L'ensemble de la partie inférieure de l'estran, en avant des palétuviers, est marquée par la présence de nombreuses barres sableuses intertidales. La majorité des

barres se situent à quelques dizaines de mètres en avant du front lagonaire de la mangrove, mais certaines sont directement accolées aux formations à *Sonneratia alba* voire pénètrent au sein même de ces formations.

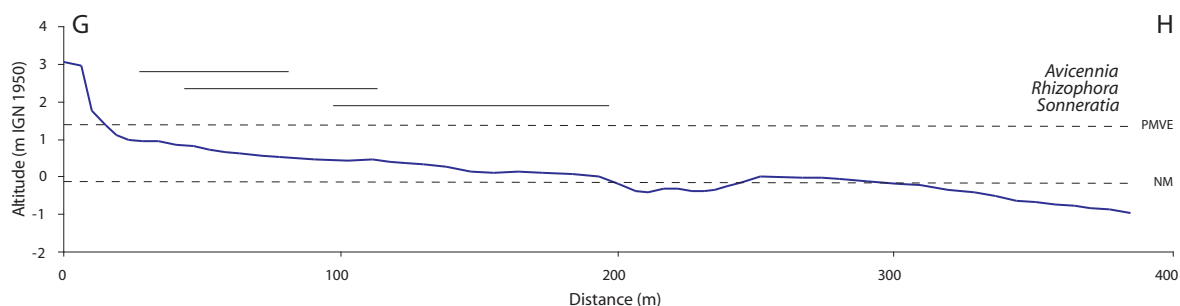


Figure 4.16 : Profil topographique GH et formations végétales associées, mangrove de Bandrélé, février 2008. Voir figure 4.17 pour la localisation de ce transect.

Sur la période d'étude, la surface occupée par les palétuviers s'est légèrement accrue de 0,45 ha. L'analyse des photographies aériennes permet de distinguer plusieurs phénomènes influençant la dynamique surfacique de la mangrove. Le premier concerne les peuplements situés en arrière du cordon sableux littoral où l'on peut observer entre 1950 et 1969 la disparition d'une importante surface de végétation au niveau du tanne actuel ; ce phénomène se poursuit régulièrement mais moins rapidement jusqu'en 2003. Cette perte surfacique est vraisemblablement due à des défrichements en rapport avec l'expansion du village (Laulan *et al.*, 2006). A l'intérieur de la formation à *Avicennia Marina*, on remarque la fermeture de petites trouées de sol nu qui occupaient le centre du peuplement (Fig. 4.17).

Les formations en avant du cordon sableux sont caractérisées par une progression des peuplements sur la période étudiée. Cette progression ne concerne pas l'ensemble des formations mais plus particulièrement les formations du front de mangrove à *Sonneratia alba*. Cette colonisation est bien visible entre 1950 et 1989 avec une extension du front lagonaire des formations externes de quelques dizaines de mètres vers le large (Fig. 4.17). Entre 1989 et 2003, cette dynamique est nettement moins évidente, seul le nord de la mangrove montre une extension des peuplements à proximité d'une embouchure. Le reste du front de mangrove affiche une stabilité de son tracé avec néanmoins quelques disparitions de palétuviers par endroits. En parallèle à la dynamique des formations de palétuviers, les photographies aériennes de 1950, 1969, 1989 et 2003, prises en période de basse mer permettent également de discerner une dynamique des barres intertidales. En comparant ces clichés, on peut observer des changements de positionnements et de structurations des barres. La comparaison

entre la dynamique des barres et la dynamique du front de mangrove semble montrer une relation morphodynamique particulièrement complexe. En fonction de leur position, les barres sableuses semblent pouvoir favoriser ou défavoriser l'implantation des palétuviers. Cependant, l'examen des photographies aériennes ne nous permet pas de comprendre l'ensemble des processus en action dans cette dynamique.

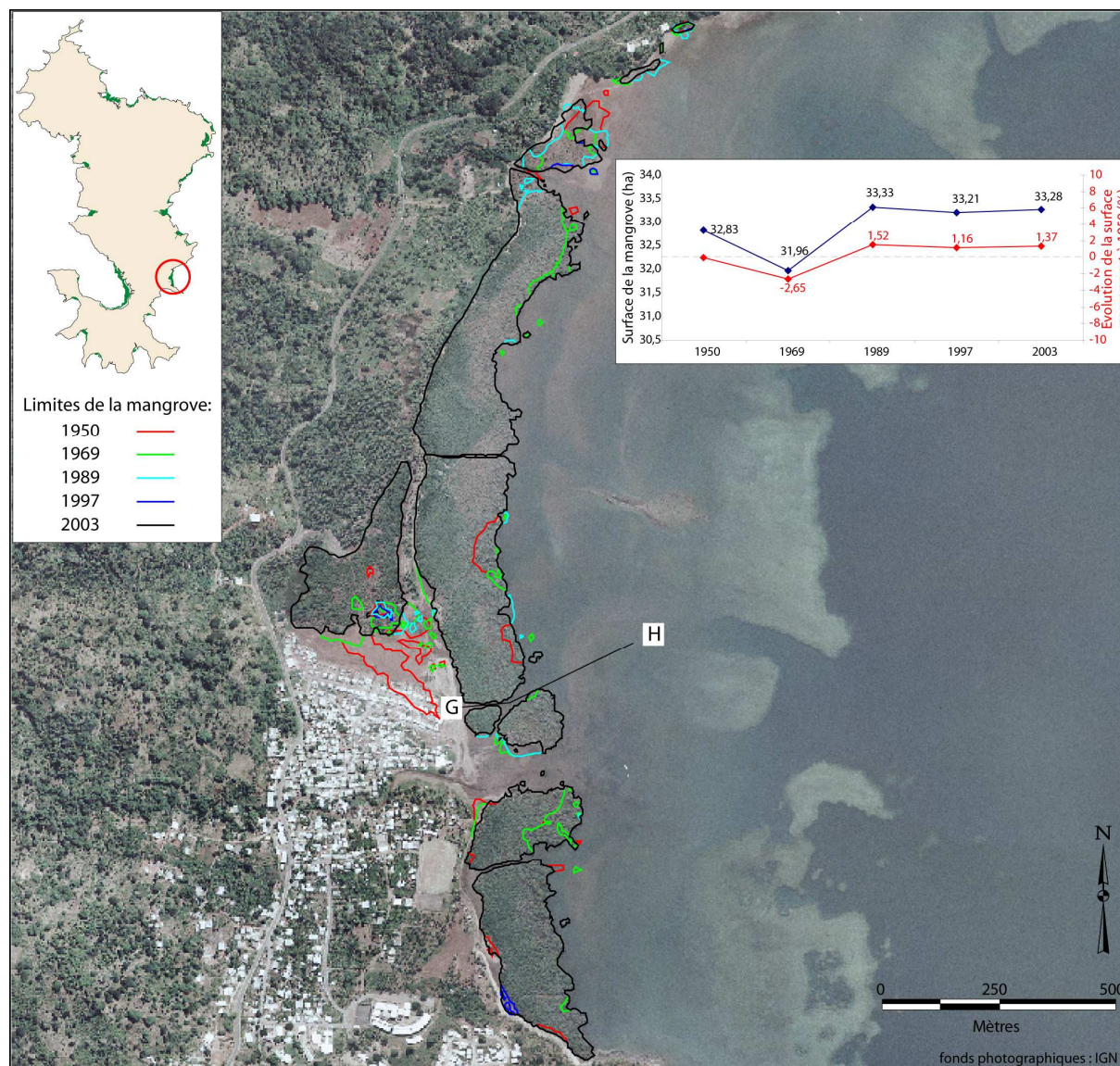


Figure 4.17 : Photographie aérienne de la mangrove de Bandré (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1950 et 2003 et localisation du transect GH.

1.2.8. Mangrove de Mounyambani

Les formations au nord de la baie représentent l'essentiel des 4,16 ha de mangrove de cette baie. [Laulan et al. \(2006\)](#) indique que ces formations sont uniquement composées de *Sonneratia alba*. Nos observations de terrain sont différentes et montrent une mangrove

constituée d'un front lagonaire à *Sonneratia Alba*, suivi d'un faciès à *Rhizophora mucronata* et *Avicennia marina* puis d'un cordon sableux portant à son sommet une formation d'*Hibiscus tiliaceus*. En avant du front lagonaire, une barre intertidale sableuse longe l'ensemble de la formation à *Sonneratia alba* ou à *Avicennia marina* en fonction de la localisation (Fig. 4.18). Au nord-est, cette barre sableuse est accolée aux premiers *Sonneratia alba* qui ont parfois les pneumatophores enfouis sous le sable. En se dirigeant vers de sud-ouest, la barre n'est plus en contact avec le front de la mangrove, et inversement, les palétuviers formant le front lagonaire ont leurs racines totalement apparentes et dégagées des sédiments, certains d'autres eux sont déchaussés et basculés. Le dégagement des sédiments de surfaces laisse apparaître des banquettes de vases consolidées ainsi que des rochers recouverts d'huîtres. Parallèlement à cela, on note sur la pente du cordon sableux, la présence d'*Avicennia marina* (diamètre des troncs d'environ 15 cm) sénescents voire morts, ainsi que des morceaux de troncs cassés ou coupés dépassant de quelques cm du sable. Les systèmes racinaires des palétuviers et des souches ne sont plus visibles et sont enfouis sous le sable.

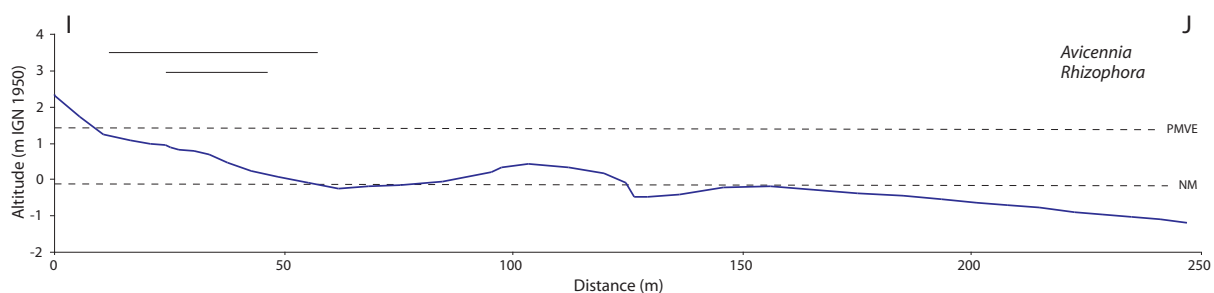


Figure 4.18 : Profil topographique IJ et formations végétales associées, mangrove de Mounyambani, février 2008. Voir figure 4.19 pour la localisation de ce transect.

Au sud de la baie, deux entités plus petites constituées uniquement de *Sonneratia alba* se développent. La plus australe présente l'originalité de se développer à l'intérieur d'une enceinte formée par un muret de pierres volcaniques non scellées haut de 50 à 80 cm. L'observation de ce piège à poissons a été mentionnée par Fromard (2000) qui note la bonne vitalité des gros palétuviers de cette formation. En remontant vers le nord, les *Sonneratia alba* constitutifs de l'autre entité sont de tailles plus variables et de nombreuses plantules parsèment cette formation. Quelques vieux *Sonneratia alba* à l'aspect sénescents sont également présents au centre de la baie, leurs pneumatophores sont totalement enfouis sous les sédiments. L'ensemble de ces formations sont précédés vers le lagon d'une ou plusieurs longues barres intertidales sableuses de 40 à 80 cm de haut. Deux petits tannes se trouvent en arrière du cordon sableux principal et ceinturent l'embouchure d'une rivière temporaire au

centre de la baie. Les tannes et le cours d'eau sont bordés d'*Avicennia marina*, quelques *Lumnitzera racemosa* ont également été observés par [Laulan et al. \(2006\)](#) sur les rives du cours d'eau.

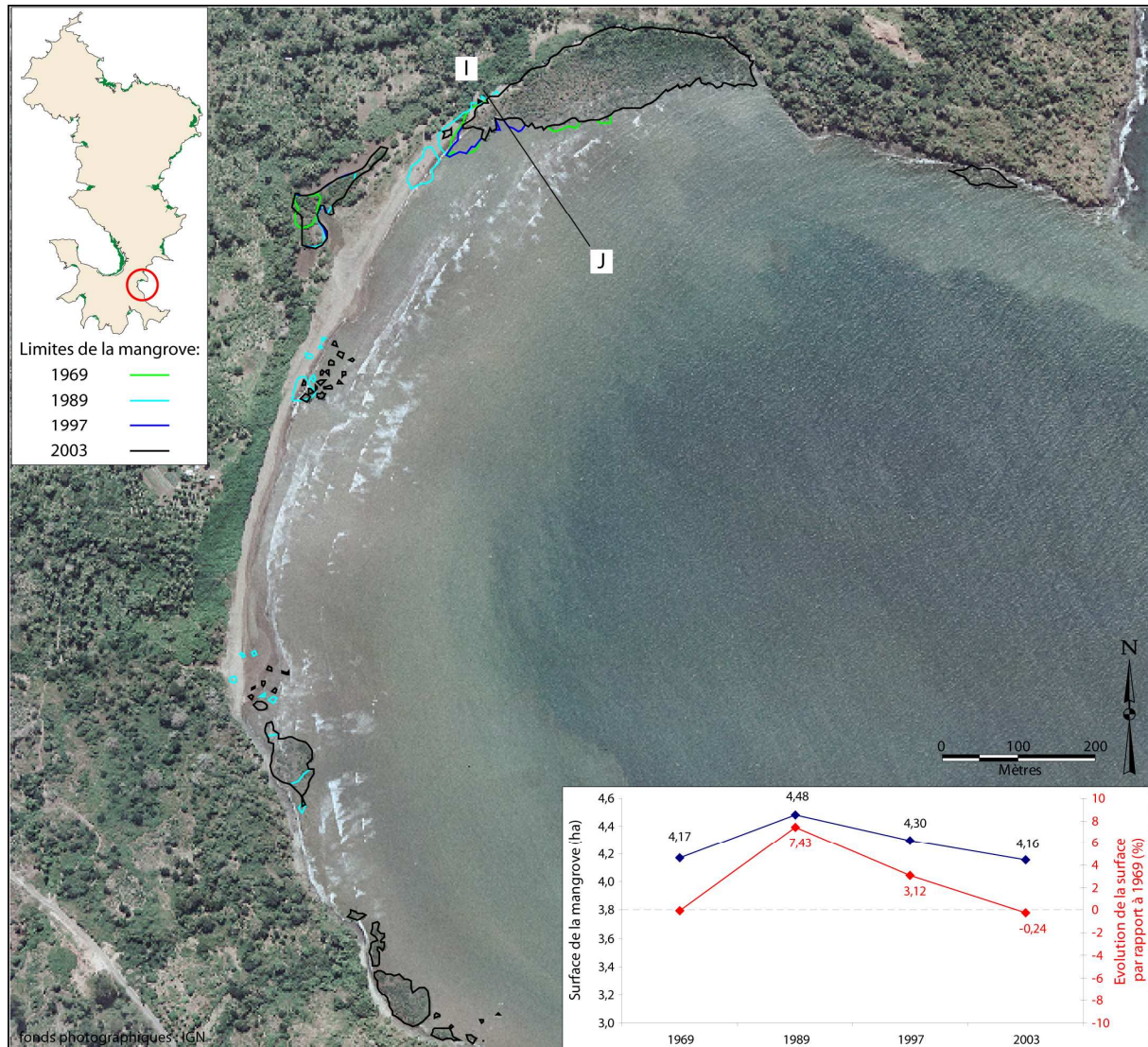


Figure 4.19 : Photographie aérienne de la mangrove de Mounyambani (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1969 et 2003 et localisation du transect IJ.

D'après l'examen des photographies aériennes entre 1969 et 2003 la surface totale des formations de la mangrove est stable (4,17 ha contre 4,16), cependant cette stabilité globale cache des disparités dans l'évolution des peuplements de palétuviers. La partie sud-ouest de la principale entité au nord de la baie semble particulièrement dynamique avec, entre 1969 et 1989, une progression de plus de 50 m vers l'ouest de ces peuplements conduisant à l'extension maximale constatée de la mangrove (4,48 ha). Parallèlement, on remarque sur la période la constitution d'une barre sableuse intertidale bien marquée en avant de ces

nouveaux peuplements. En 1997, une large proportion des nouveaux peuplements formés entre 1969 et 1989 ont disparu, notamment ceux situés au pied du cordon sableux et seuls quelques bosquets et arbres isolés subsistent. Entre 1997 et 2003 ce phénomène se poursuit avec la régression des peuplements en direction du nord-est (Fig. 4.19). Comme pour la mangrove de Bandrélé, il semble exister des liens morphodynamiques importants entre la mangrove et les barres intertidales. Les autres entités de la baie ne montrent pas de variations conséquentes sur la période d'étude. Néanmoins les palétuviers qui se situaient en 1969 et en 1989 au pied du cordon sableux principal ont disparu parallèlement à un engraissement et une progression de plusieurs mètres de ce dernier en direction du lagon. Une colonisation progressive du tanne est également observable sur la période d'étude à partir de l'exutoire du cours d'eau.

1.3. Les mangroves de la côte sud de Mayotte

1.3.1. Mangrove de Dapani

Cette mangrove de 14,96 ha en 2003 se situe au sud de Mayotte et occupe le fond de la baie de Dapani. Seules trois espèces de palétuviers constituent les peuplements de la mangrove avec une formation d'une cinquantaine de mètres de large à *Sonneratia alba* en position externe, suivie d'une formation de même largeur à *Rhizophora mucronata* en position interne avec *Avicennia marina* de plus en plus présent au fur et à mesure que l'on se dirige vers le haut de l'estran. De nombreuses plantules de *Rhizophora mucronata* peuvent être observées dans cette dernière formation sous les palétuviers de 7 à 8 m de hauteur. En arrière de cette formation on trouve un important cordon sableux colonisé par une végétation diversifiée avec *Thespesia populnea*, *Hibiscus tiliaceus*, *Caesalpinia bonduc*, *Ipomoea pes-caprae* (Formard, 2000). Ce cordon sableux se développe sur toute la longueur de la mangrove. Il limite, au centre de la baie, un vaste tanne colonisé par des *Avicennia marina* de taille très variable, généralement de gros diamètre dans sa partie est et de petites tailles dans la partie ouest du tanne. Au centre de la baie en aval du cordon sableux, l'estran se trouve dénué de palétuviers au niveau de l'embouchure de la rivière Mroni Bé.

La principale caractéristique de la mangrove de Dapani est la présence de nombreux fronts d'érosion qui affectent les formations externes. Ces fronts d'érosion d'une hauteur comprise entre 0,5 et 1 m se rencontrent sur la quasi-totalité du linéaire de la mangrove ; seule l'extrémité ouest ne présente pas de signe de déstabilisation. Ils affectent ainsi bien les formations à *Sonneratia alba* que les formations internes à *Rhizophora mucronata* en raison

de leur configuration très indentée qui forme de profonds saillants à travers les peuplements. Les palétuviers sont alors déchaussés puis déracinés et laissent apparaître les banquettes de vases consolidées et de tourbes qui sont ensuite soumises à l'érosion. Conjointement à cette dégradation des formations du front externe, on observe dans la partie est de la mangrove un dépérissement de nombreux palétuviers par ensablement de leurs systèmes racinaires par le cordon sableux. Dans la partie ouest l'érosion est également très active mais elle semble plus récente en raison de la superficie des formations encore en place. Le front lagonaire à *Sonneratia alba* présente une érosion intense avec la présence de microfalaises d'érosion discontinues et de palétuviers déracinés et basculés. Par endroit, ce faciès de front lagonaire à *Sonneratia alba* a totalement disparu et la formation à *Rhizophora mucronata* se retrouve directement exposée à l'action des vagues (Fig. 4.20).

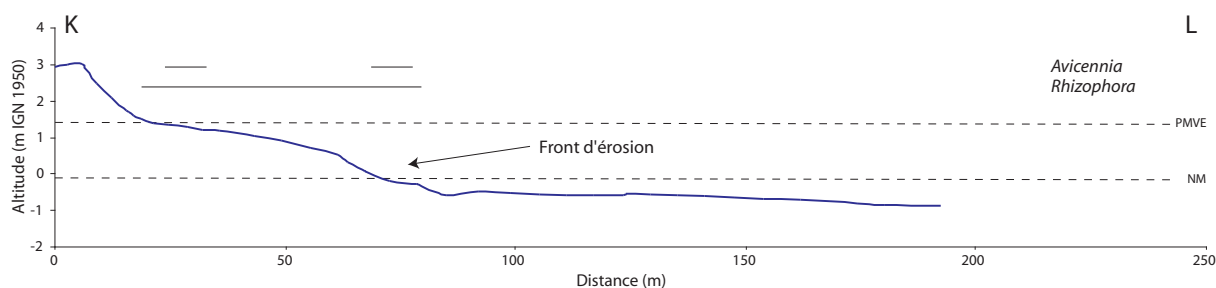


Figure 4.20 : Profil topographique KL et formations végétales associées, mangrove de Dapani, février 2008. Voir figure 4.21 pour la localisation de ce transect.

L'examen des photographies aériennes indique de profonds changements de la mangrove et une dynamique particulièrement intense. En 1950, les palétuviers se développaient sur une surface de 23,25 ha sur l'ensemble du fond de la baie. La mangrove, d'une largeur d'environ 200 m, présentait sur l'ensemble de sa surface une formation de front de mer à *Sonneratia alba*. Au centre de la baie on observe comme en 2003 une zone sans palétuvier mais nettement plus réduite (50 m de large). Dès 1969, des changements importants sont visibles avec la disparition de près de 3 ha à l'extrémité est de la baie. D'après la photographie aérienne et la structuration actuelle de la mangrove, il semble que seule la formation à *Rhizophora mucronata* était encore en place à cette date. Au niveau de l'exutoire de la rivière, on constate également une légère régression des formations et un élargissement de la zone dénuée de palétuvier. Sur les photographies suivantes (1989 et 1997) le phénomène se poursuit aboutissant à la disparition quasi-totale des formations à un rythme soutenu (1,77 % par an, recul du front lagonaire de 10 m par an) (Fig. 4.21). A l'ouest de la mangrove, la régression des peuplements qui était très limitée entre 1950 et 1989, devient plus

rapide à partir de 1989 mais reste cependant moins importante que dans la partie est. La dynamique du tanne apparaît plus complexe en raison de plusieurs changements de position du cours d'eau Mroni bé qui structure et influence directement le drainage de la partie de la mangrove en arrière du cordon sableux principal.

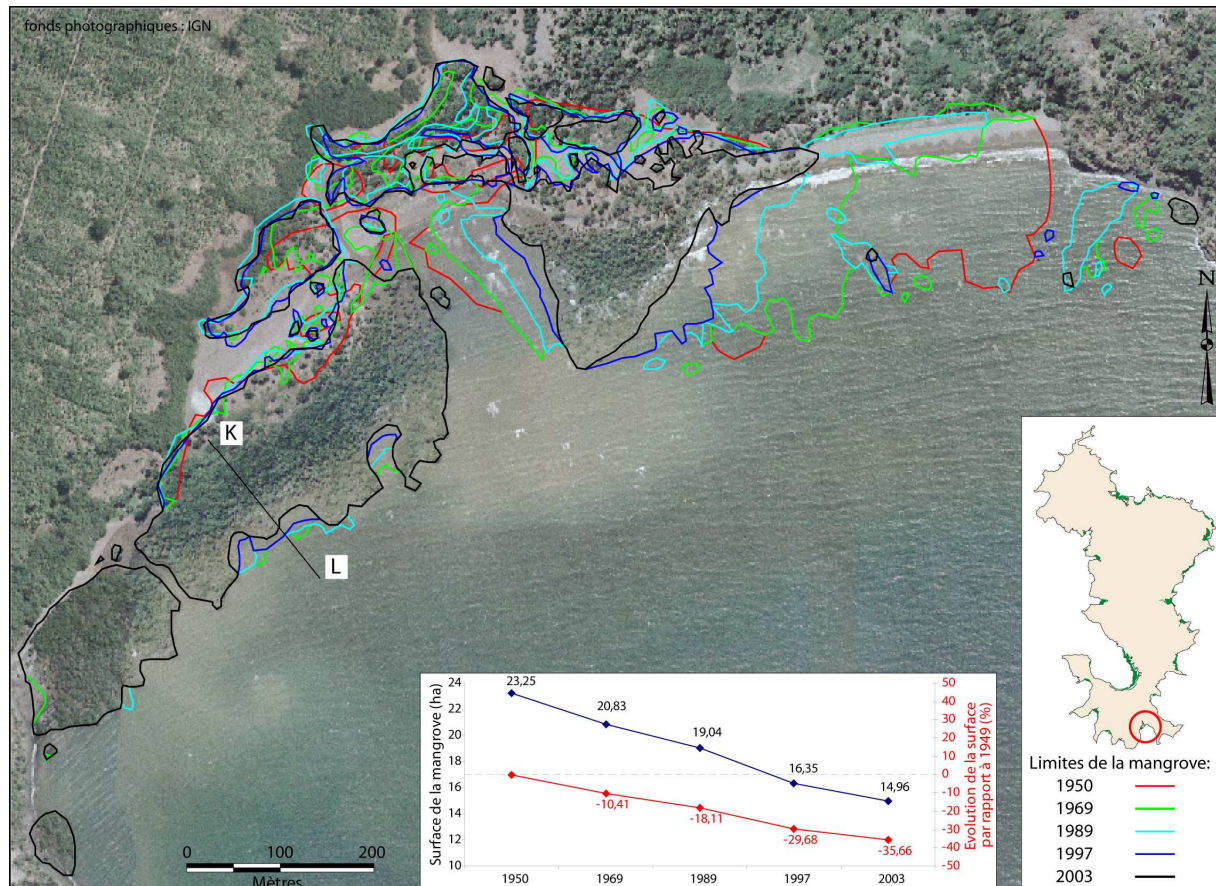


Figure 4.21 : Photographie aérienne de la mangrove de Dapani (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1950 et 2003 et localisation du transect KL.

1.3.2. Mangrove de Mronabéja

La mangrove occupant le fond de la baie de Mronabéja est constituée de deux entités principales, une se trouve à proximité du village de Mronabéja, et l'autre se situe au voisinage du village de Passi Kéli. La première entité est constituée d'une formation à faible densité de *Sonneratia alba* et d'*Avicennia marina* disséminés en contre bas d'un cordon sableux qui marque le haut de l'estran (Fig. 4.22). La plupart de ces palétuviers semblent être anciens, certains sont sénescents et quelqu'un sont morts. Sur le haut de l'estran, quelques jeunes *Avicennia Marina* sont présents et paraissent se développer. A l'est de cette première entité, la présence d'une microfalaise et de palétuviers déracinés semble marquer une importante

érosion de cette partie de la mangrove. Les nombreux palétuviers arrachés et accumulés sur les rochers du haut estran laissent penser que la formation érodée était principalement constituée de *Rhizophora mucronata* et d'*Avicennia marina*. La perte des sédiments superficiels engendrée par les processus érosifs laisse apparaître des banquettes de tourbes ou de vases consolidées et de nombreux petits rochers décimétriques. Quelques petites barres intertidales sableuses se développent sur la partie inférieure de l'estran en avant des palétuviers. La seconde entité, celle proche de Passi Kéli, a une superficie plus réduite et un aspect plus compact. Elle est essentiellement constituée d'un front lagunaire à *Sonneratia alba* et de *Rhizophora mucronata*.

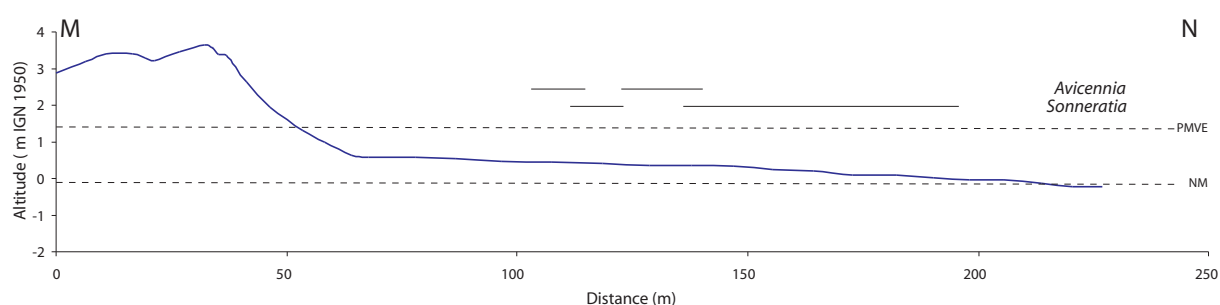


Figure 4.22 : Profil topographique MN et formations végétales associées, mangrove de Mronabéja, février 2008. Voir figure 4.23 pour la localisation de ce transect.

L'examen des photographies aériennes confirme les observations réalisées sur le terrain et l'importante régression de la mangrove dont la surface passe de 10,50 ha en 1950 à 6,35 ha en 2003 (Fig. 4.23). L'ensemble de la mangrove semble concernée par un recul des peuplements mais la partie est de la mangrove est particulièrement concernée par ce phénomène avec la disparition totale des formations. D'après les clichés aériens, en 1950 cette zone de la mangrove était occupée par deux formations distinctes. La première en front de mer et de faible densité devait être probablement composée de *Sonneratia alba*. La seconde, plus dense et en zone interne était probablement une formation à rhizophoracées, d'ailleurs les observations de terrains décrites précédemment semblent confirmer ceci. La disparition de ces formations s'observe dès le cliché de 1969 où l'on constate une régression du front lagunaire de la mangrove d'environ 30 m par rapport à 1950. Entre 1969 et 1989 l'érosion s'intensifie avec un recul de plus de 100 mètres (5 m par an), menant à la disparition de la formation à *Sonneratia alba*. Ensuite à partir de 1989, les formations internes à rhizophoracées commencent à leur tour de subir l'érosion et à reculer massivement jusqu'à leur disparition presque totale en 2003. Les formations peu denses de l'ouest sont en revanche plus stables avec seulement quelques palétuviers disparus.

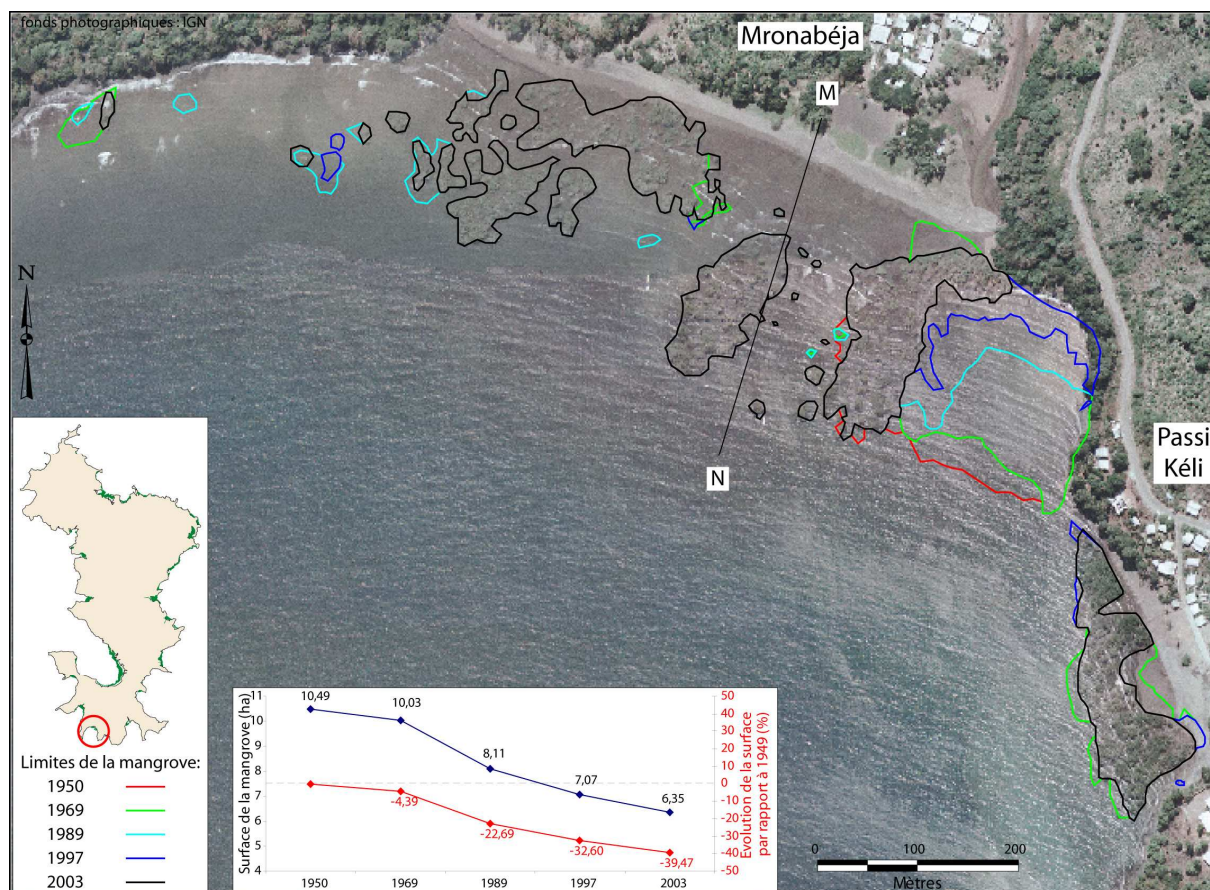


Figure 4.23 : Photographie aérienne de la mangrove de Mronabéja (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1950 et 2003 et localisation du transect MN.

1.3.3. Mangrove de Kani Kéli

La mangrove de Kani Kéli, principale mangrove du sud de Mayotte, frange le littoral de la baie de Kani sur environ 2 km. Cette baie est caractérisée par l'importance des formations coralliennes et notamment la présence de la double barrière récifale au sud. Les formations de la mangrove sont constituées à l'ouest du chenal formant l'embouchure de la rivière Mroni Djialimou d'un front lagonaire à *Sonneratia alba* et d'une formation centrale à *Rhizophora mucronata* et *Avicennia marina* (Fig. 4.24). Les formations sont saines et de nombreuses plantules sont présentes dans chaque faciès. Le haut estran de cette zone est marqué par un cordon sableux partiellement recouvert par des enrochements. L'artificialisation de l'arrière de la mangrove ne semble pas nuire au développement des palétuviers comme l'atteste la présence de nombreuses plantules et jeunes *Avicennia marina* directement au pied de l'enrochement.

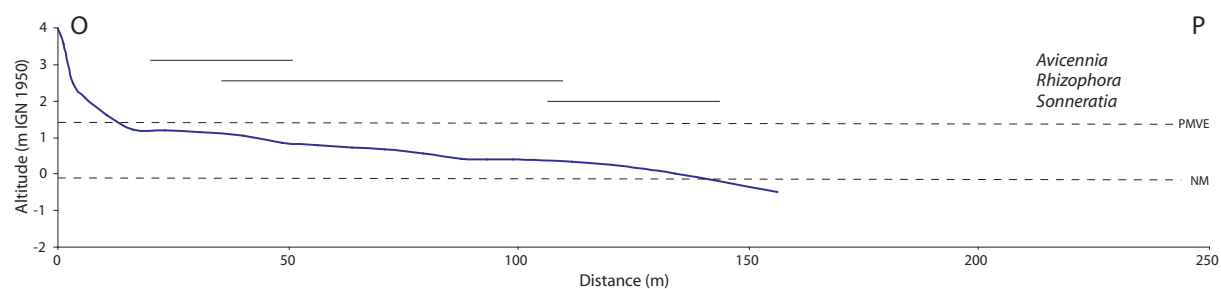


Figure 4.24 : Profil topographique OP et formations végétales associées, mangrove de Kani Kéli, février 2008. Voir figure 4.25 pour la localisation de ce transect.

A l'est du chenal central, les formations de la mangrove sont plus complexes et plus denses. Si on retrouve un front lagonaire à *Sonneratia alba*, les formations centrales sont plus denses et sont constituées de *Rhizophora mucronata* et de *Bruguiera gymnorrhiza*. En zone interne se développe un faciès dense à *Avicennia marina*. En se dirigeant vers le village de Kani Bé la mangrove devient plus étroite, le faciès à rhizophoracées est par conséquent moins large. Enfin la pointe sud-est de la mangrove est uniquement constituée de *Sonneratia alba*. Sur la rive ouest de la baie, à l'opposé de Kani Bé, une petite entité constituée de gros *Sonneratia alba* est isolée du reste de la mangrove. En arrière du cordon sableux, un tanne assez étendu se développe au centre de la baie avec de nombreuses plantules et de jeunes *Avicennia marina* à sa surface. Ce tanne est traversé par la rivière Mroni Djialimou dont les rives sont bordées par de gros *Avicennia marina*.

L'analyse diachronique des photographies aériennes montre une diminution surfacique de 1,09 ha des peuplements de la mangrove entre 1950 et 2003, passant de 18,76 à 17,67 ha. Cependant, la dynamique est contrastée entre les différentes parties de la mangrove (Fig. 4.25). Les formations à l'est de la baie, et plus particulièrement celles du front lagonaire au sud du village de Kani Bé, sont en régression assez importante. Ce recul a commencé entre 1969 et 1989 et se poursuit régulièrement jusqu'en 2003, où les peuplements de *Sonneratia alba* ont perdu près de la moitié de leur surface. A l'opposé de cette dynamique régressive, les parties centrale et ouest de la mangrove sont marquées par une progression des formations végétales. A l'ouest on observe à partir de 1969 le développement d'un peuplement à proximité immédiate de Kani Kéli. Au centre, le front externe est marqué entre 1950 et 1969 par l'implantation d'une bande de palétuviers, parallèlement à l'ancien front de mangrove, sur une longueur de 300 m et sur une largeur d'environ 30 m. Les palétuviers formant cette bande se développent et grossissent tout au long de la période étudiée et de nouveaux arbres s'implantent en arrière de ce nouveau peuplement. Ces palétuviers de types *Sonneratia alba*

étaient toujours en place lors de nos relevés botaniques. Enfin, le tanne est également marqué par une forte dynamique des peuplements. Entre 1950 et 1969, on observe une importante régression des formations du tanne à proximité du village de Kani Kéli, probablement en raison d'un défrichement d'origine humaine. A partir de 1969, une progression des peuplements sur les rives de la rivière est bien visible, alors que le reste de la surface du tanne reste sans végétation. Entre 1997 et 2003, la progression des peuplements sur les rives de la rivière continue et s'amplifie mais surtout la surface sur tanne auparavant nue est massivement colonisée par de nombreux palétuviers. Ce développement semble se structurer autour du réseau de petits chenaux de drainage visible à la surface du tanne.

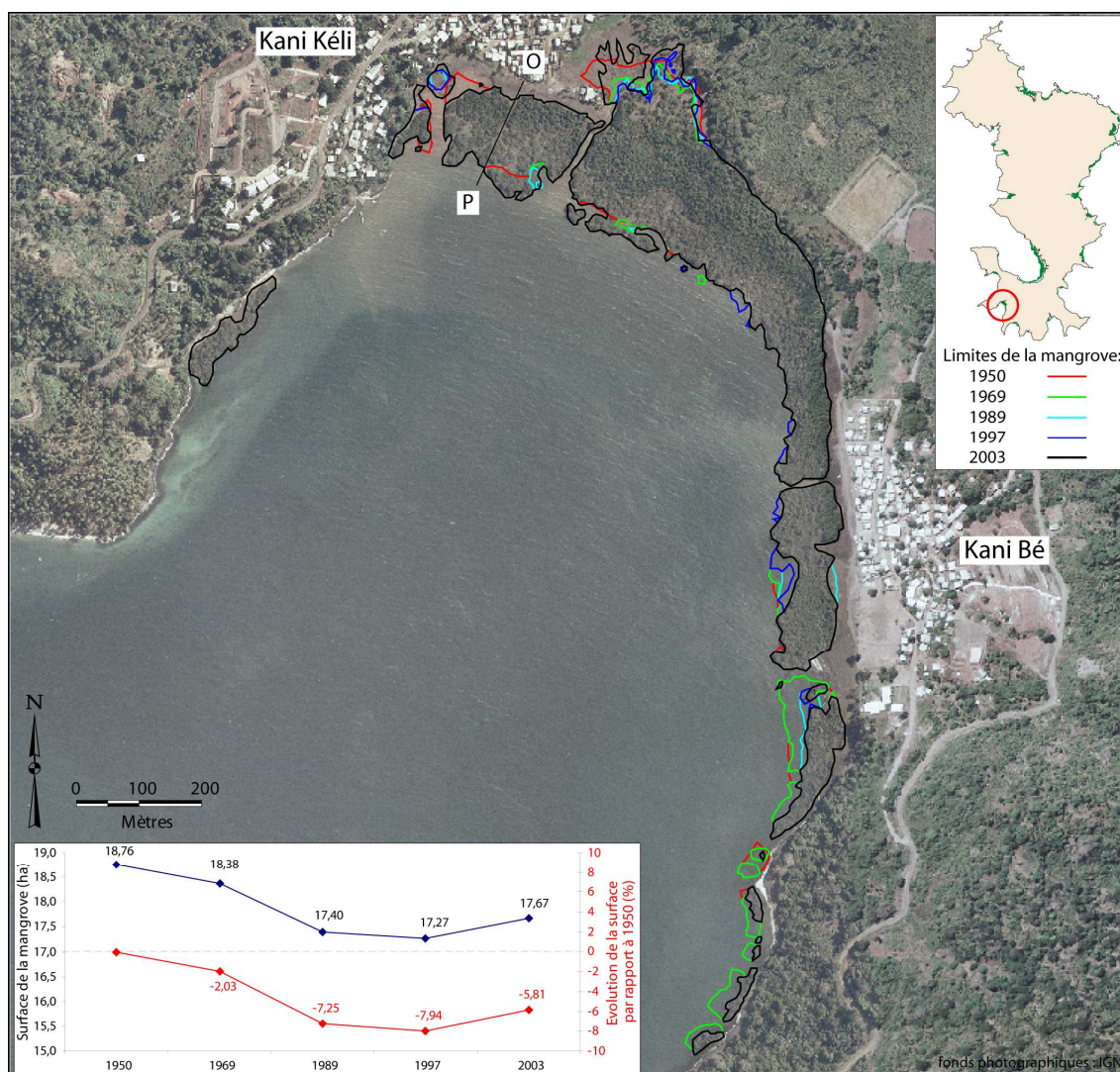


Figure 4.25 : Photographie aérienne de la mangrove de Kani Kéli (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1950 et 2003 et localisation du transect OP.

1.3.4. Mangrove de Mzouazia

La mangrove se développe principalement au nord-ouest de la baie de Mzouazia. La zonation est classique avec un front lagunaire à *Sonneratia alba* de faible densité, puis une formation assez dense à *Rhizophora mucronata* et *Avicennia marina* avec de nombreuses plantules de *Rhizophora mucronata* suivi d'un cordon sableux sur le haut estran. Quelques gros *Sonneratia alba* sont disséminés dans le reste de la baie au pied de la plage notamment au sud-est.

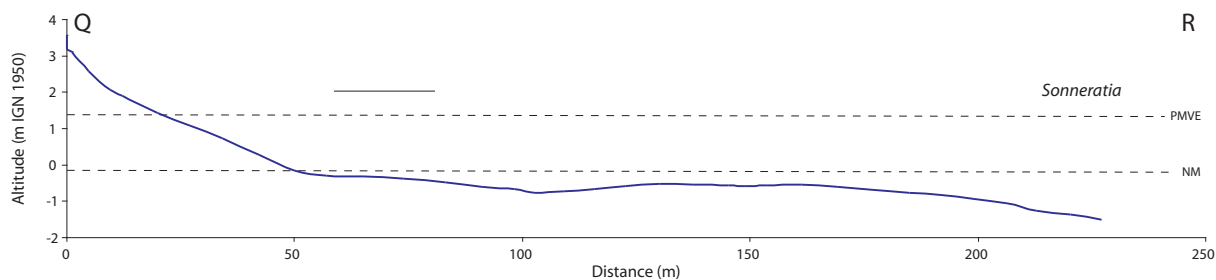


Figure 4.26 : Profil topographique QR et formations végétales associées, mangrove de Mzouazia, février 2008. Voir figure 4.27 pour la localisation de ce transect.

Les changements visibles en 1950 et 2003 concernent essentiellement la partie de la mangrove au nord-ouest de la baie. La surface de la mangrove est en diminution constante passant de 6,30 ha en 1950 à 5,48 ha en 2003. La vitesse d'érosion apparaît être de plus en plus rapide : -0,03% par an entre 1950 et 1969 ; -1% par an entre 1997 et 2003. La régression semble suivre un axe privilégié lié à un sentier d'accès au lagon qui traverse l'ensemble des formations de la mangrove. Une indentation de plus en plus marquée pénètre la formation à *Sonneratia alba* au fil des différents clichés aériens. L'érosion atteint en 2003 la formation centrale à *Rhizophora mucronata* et *Avicennia marina* qui commence à disparaître. Dans le reste de la baie, les vieux palétuviers disséminés sur l'estran étaient déjà présents en 1950 et apparemment n'étaient pas plus fréquents à cette époque.

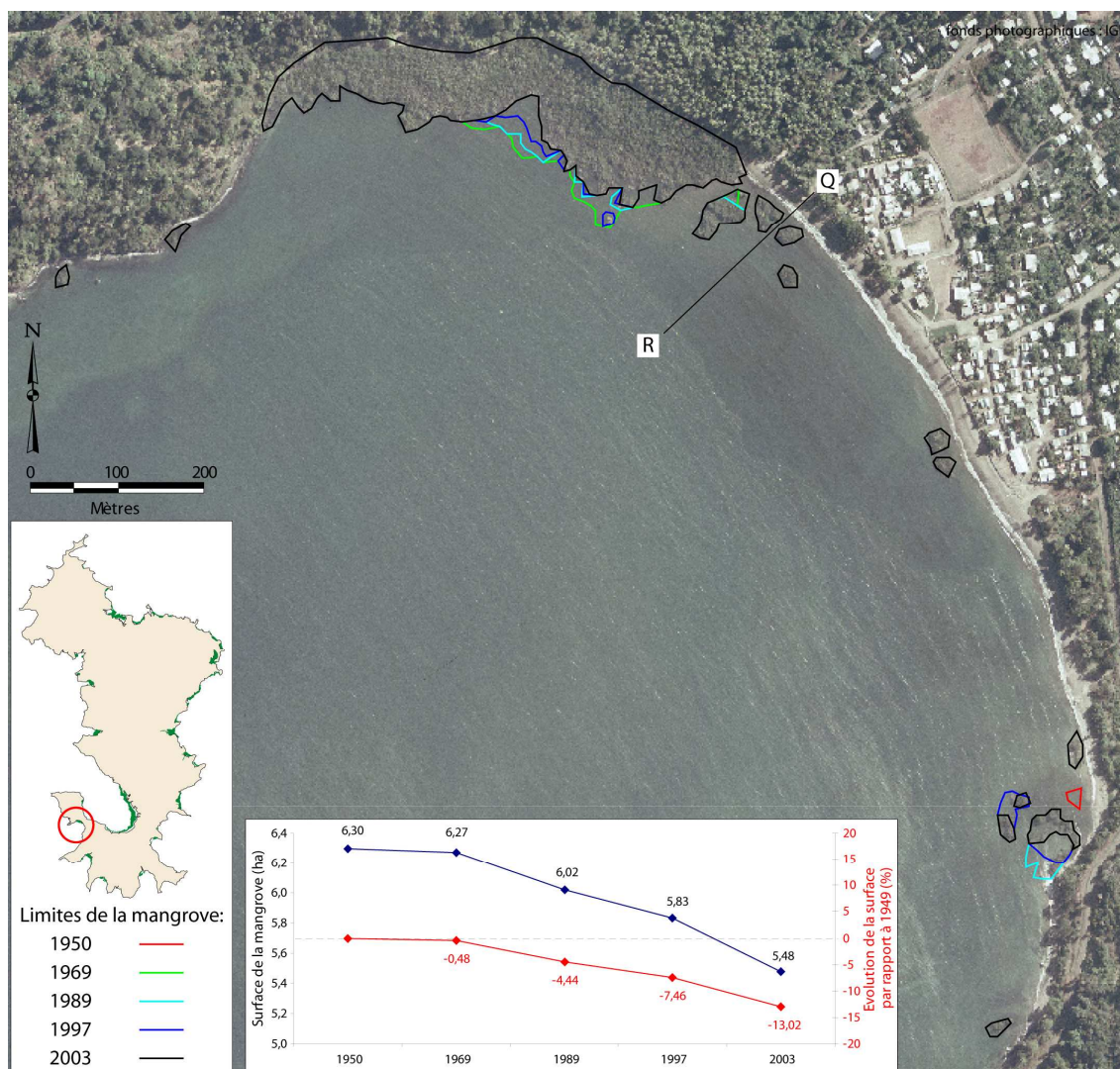


Figure 4.27 : Photographie aérienne de la mangrove de Mzouazia (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1950 et 2003 et localisation du transect QR.

1.4. Les mangroves de la côte ouest de Mayotte

1.4.1. Mangrove de la baie de Bouéni

La mangrove de la baie de Bouéni est la plus grande mangrove de Mayotte avec une surface de 195,30 hectares et un front lagonaire qui s'étend sur plus de 8 km. La largeur de la mangrove est assez variable ; elle est maximale au centre de la baie avec plus de 600 m et se réduit graduellement en direction des extrémités nord et sud. Ces dimensions importantes engendrent une bonne structuration et le développement de nombreux faciès transversaux différents. Au niveau du centre de baie [Fromard \(2000\)](#) et [Laulan et al. \(2006\)](#) décrivent la zonation suivante : la mangrove débute par un tanne partiellement colonisé par *Avicennia*

marina puis par une formation mixte à *Avicennia marina* et *Ceriops tagal* ; ensuite un faciès bas à *Ceriops tagal* très dense (35 000 individus à l'hectare) constitué d'individus de faible diamètre (2,5 cm en moyenne) ; dans le faciès suivant *Ceriops tagal* est associé à des *Rhizophora mucronata* de grande taille avec de nombreuses plantules ; suivent différents faciès à Rhizophoracées (faciès à *Rhizophora mucronata*, *Bruguiera gymnorrhiza*) puis un faciès dense mono-spécifique à *Rhizophora mucronata* ; enfin le front lagonaire est marqué par des formations à *Sonneratia alba*. En se dirigeant vers le nord et sud de la mangrove, les faciès sont plus étroits et moins nombreux mais gardent la même structuration générale. Un tanne est présent à proximité de Poroani au nord de la mangrove ; sa surface est parsemée d'*Avicennia marina* de tailles variables, plus gros au sud du tanne et plus petits au nord où ils forment des peuplements plus denses. Sur ses abords, [Laulan et al. \(2006\)](#) ont observé un faciès à *Ceriops tagal* en pleine régénération. L'arrière-mangrove, malgré des pressions anthropiques significatives reste une des plus remarquables de Mayotte avec notamment la présence d'une importante forêt alluviale à *Erythrina fusca* entre Mréréni et Malamani ([Fromard, 2000](#)).

Le front lagonaire présente, sur de grandes sections, une érosion importante menant à la disparition de peuplements de *Sonneratia alba*. Nous avons constaté le déchaussement de ces palétuviers au sud de la baie (au niveau de Tsimkoura et de Chirongui) mais également au nord au niveau de Mréréni ou de Poroani. Ces fronts d'érosion présentent des formes d'indentations plus ou moins profondes. Quelques *Sonneratia alba* subsistent et forment de petits bosquets isolés et dépérissants. Par endroit ces formations ont totalement disparu, et les formations à Rhizophoracées, habituellement en retrait et protégées des vagues, se retrouvent en front de mangrove et sont sujettes à une érosion de leur substrat conduisant au déchaussement de certains individus. La partie inférieure de la zone intertidale est marqué par une large surface sablo-vaseuse qui comportent au sud de l'îlot Karoni et à proximité de Poroani de multiples barres sableuses. Ces barres de dimensions variables (50 à 300 m de long pour 30 m à 50 m de large) sont disposées parallèlement au front de mangrove. Plusieurs barres peuvent se succéder le long du profil transversal (4 barres en mars 2008).

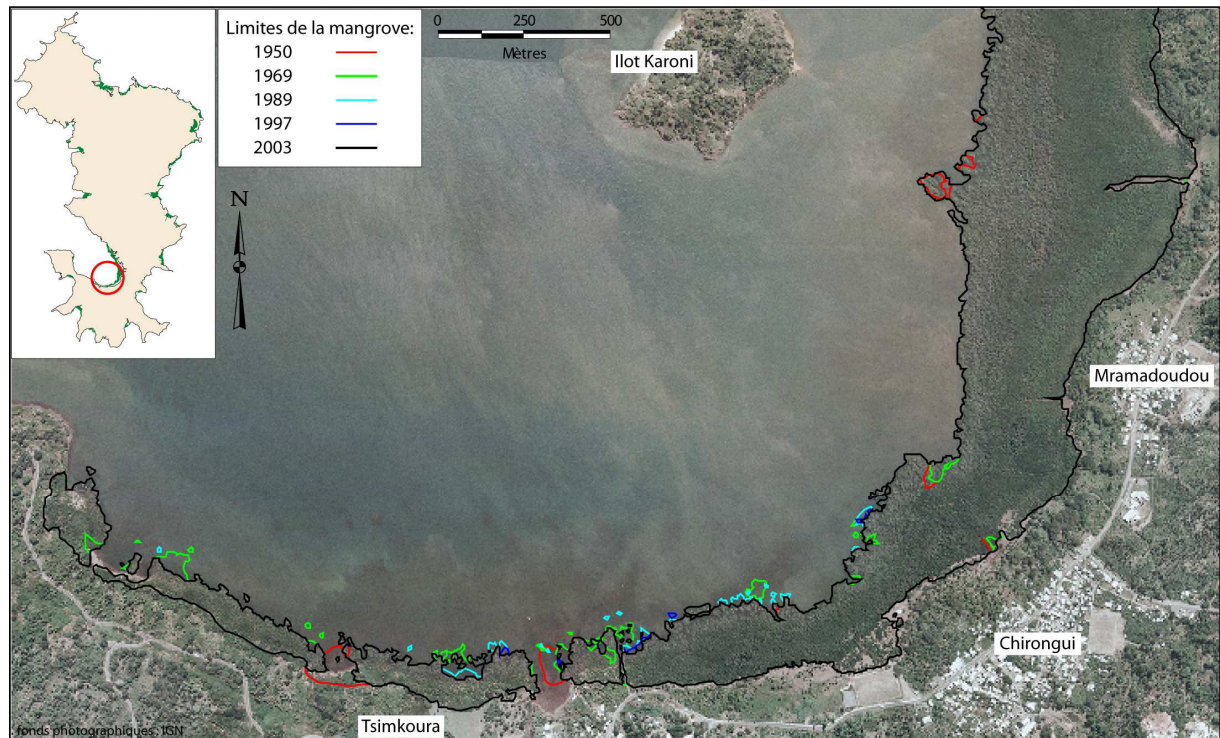


Figure 4.28 : Photographie aérienne de la partie sud de la mangrove de la Baie de Bouéni (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.

La comparaison des différentes photographies aériennes montre une diminution constante de la surface de la mangrove passant de 201,10 ha en 1950 à 195,30 ha en 2003. L'évolution n'est pas spatialement uniforme, certaines parties de la mangrove sont en nette régression alors que d'autres (moins nombreuses) présentent une progression et des repeuplements. Trois régions de la mangrove sont plus particulièrement soumises à un recul conséquent de leurs fronts lagunaires. La première concerne le sud de la baie entre Chirongui et l'extrémité sud-ouest de la mangrove (Fig. 4.28) où les formations du front lagunaire connaissent une diminution de leur surface de manière irrégulière dans le temps et dans l'espace. L'érosion se manifeste par des disparitions ponctuelles de palétuviers et ce phénomène est particulièrement bien visible entre 1969 et 1989 tout le long du front de la mangrove. On remarque également la création, entre 1950 et 1969, de larges passages à travers le sud de la mangrove au niveau du village de Tsimkoura. Leurs tracés et localisations laissent penser qu'il s'agit probablement de coupes volontaires pour permettre l'accès à des embarcations au lagon ; ces passages sont toujours visibles actuellement. La deuxième zone d'érosion se trouve au nord de la mangrove au niveau de Mréréni (Fig. 4.29). Elle s'étend sur environ 1 km et est caractérisée sur les différents clichés par des formes d'indentation plus ou moins marquées. La position du front de la mangrove a reculé régulièrement avec une valeur

moyenne de 75 m sur la période 1950-2003 (100 m au maximum soit environ 2 m par an), conduisant parfois à la disparition des peuplements à *Sonneratia Alba*. Enfin la troisième et dernière partie concernée par une régression se situe à l'extrême nord de la mangrove au niveau de Poroani. Cette zone d'érosion est moins étendue (600 m) que la précédente et montre un recul plus massif mais plus irrégulier qui découpe profondément le front de la mangrove.

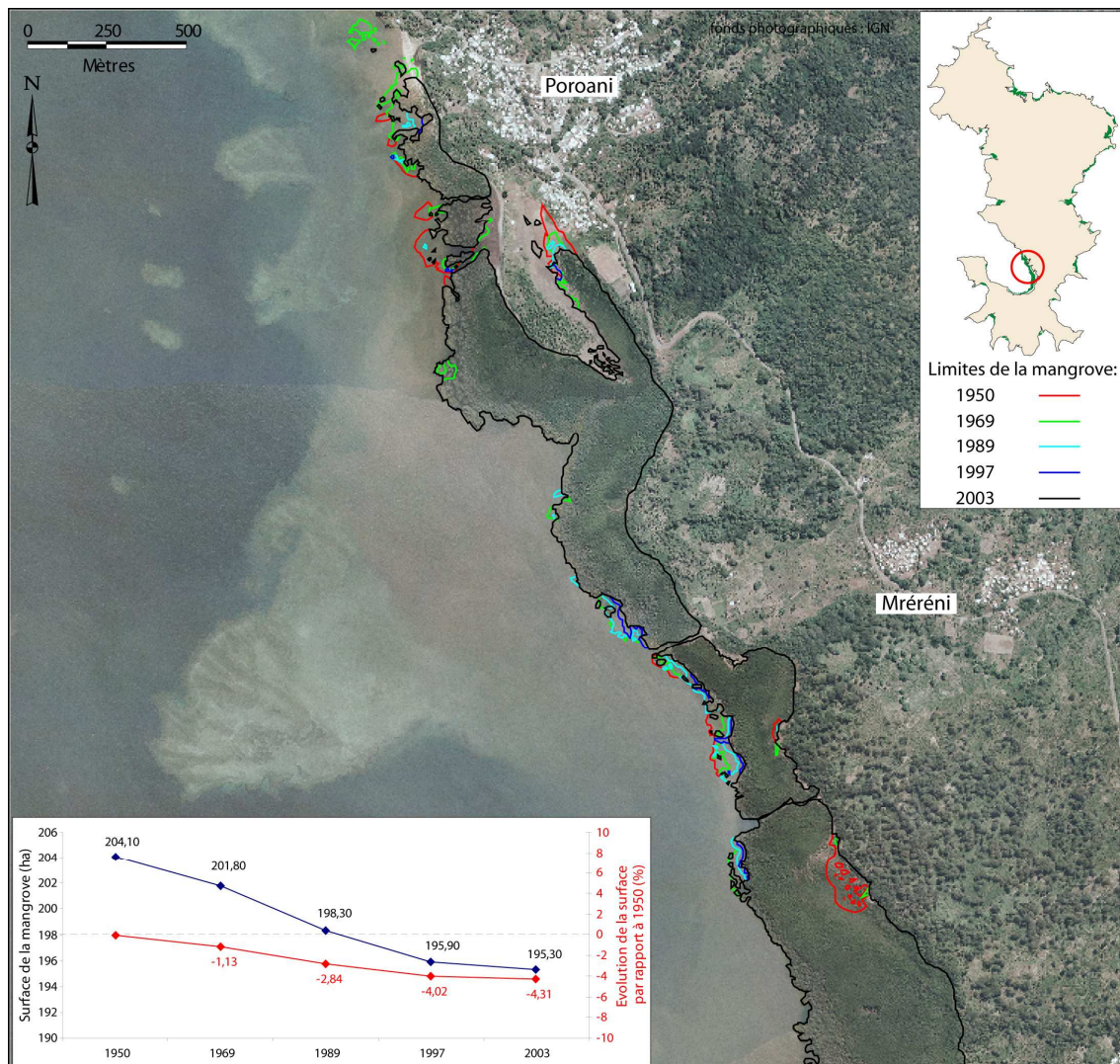


Figure 4.29 : Photographie aérienne de la partie nord de la mangrove de la Baie de Bouéni (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.

Les zones de colonisation sont plus restreintes mais plus diversifiées. Entre 1950 et 1969 on observe une colonisation quasi complète d'un tanne en arrière de la mangrove entre Malamani et Mréréni. Légèrement plus au nord à proximité de Mréréni, un autre petit tanne

montre également une colonisation partielle de sa surface depuis 1950. Au niveau du front lagonaire de la mangrove, quelques sites de progression sont observables notamment en arrière de l'îlot Karoni où l'on note l'installation entre 1950 et 1969 de plusieurs palétuviers dans une direction perpendiculaire au front préexistant. Une autre zone de progression se trouve légèrement plus au sud et concerne l'exutoire d'une rivière (Mro oua Sirkale) qui a connu entre 1950 et 1989 une fermeture de son embouchure. Enfin, le tanne au nord de la mangrove montre sur la période une dynamique plus complexe avec entre 1950 et 1989, une diminution de la surface des peuplements et ensuite une recolonisation récente (visible à partir de la photographie de 1997) et progressive du tanne.

1.4.2. Mangrove de Chiconi

Les formations présentent une zonation classique avec un front lagonaire à *Sonneratia alba*, puis un faciès à Rhizophoracées dominé par *Rhizophora mucronata*. En arrière de cette formation *Avicennia marina* se développe au pied d'un petit cordon sableux. De nombreuses barres sableuses intertidales sont présentes sur l'estran sablo-vaseux en avant de l'ensemble de la mangrove. La mangrove de Chiconi se situe au sein d'une baie fortement urbanisée et les pressions anthropiques sont nombreuses et assez marquées (remblaiements, présences massives de déchets). [Laulan et al. \(2006\)](#) rapportent l'observation d'un dépérissement de nombreux *Avicennia marina* vraisemblablement lié à l'ensablement de leurs systèmes respiratoires asphyxiés par le substrat sableux mêlé à un tapis de matière organique et de déchets.

L'étude des photographies aériennes montre une diminution de 3,10 ha de la surface de la mangrove passant de 14,82 ha en 1950 à 11,72 ha en 2003. Cette régression des peuplements n'intéresse pas l'ensemble de la mangrove ; seules certaines zones sont concernées. Ce sont principalement les formations à *Sonneratia alba* du front lagonaire au sud-ouest de la mangrove qui connaissent une importante régression : depuis 1950 le front lagonaire a reculé d'une cinquantaine de mètres ([Fig. 4.30](#)). Parallèlement une partie des formations internes de cette partie de la mangrove a été remblayée à partir 1969. Le reste de la mangrove est stable ; seule une petite partie a été détruite au nord de la baie pour la construction de la route de front de mer de Chiconi.

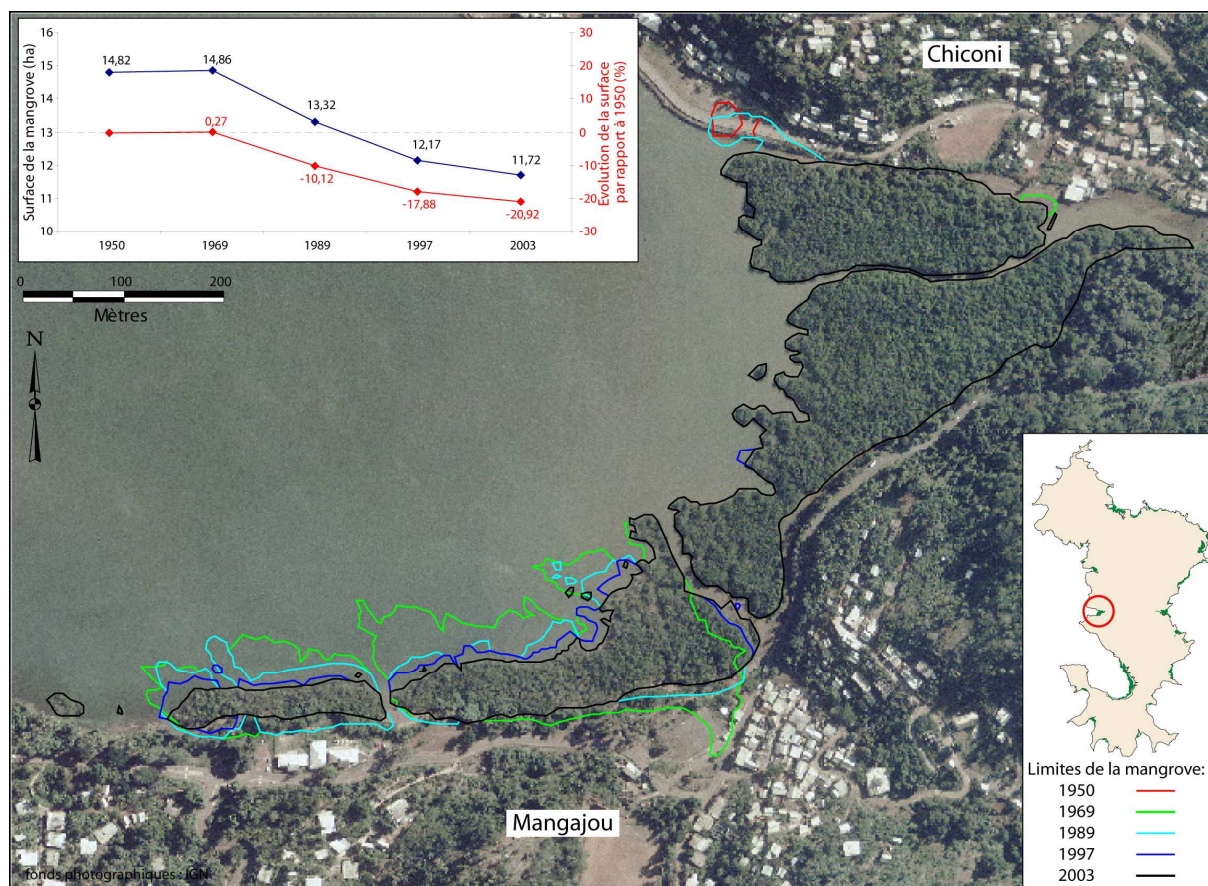


Figure 4.30: Photographie aérienne de la mangrove de Chiconi (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.

1.4.3. Mangrove de Tsingoni

La mangrove de la baie de Tsingoni se développe sur 25,91 ha en 2003 ; elle est remarquable par la configuration et les caractéristiques des peuplements de palétuviers. En effet, la quasi-totalité de la mangrove se développe en arrière d'un cordon sableux transversal à la baie. Seule une petite partie de 1,40 hectare se situe en avant du cordon, sur la rive sud de l'embouchure et de la baie. Les formations en arrière du cordon sableux sont néanmoins soumises à l'influence des marées par l'embouchure du Mro oua Oouvéni. Le cordon sableux est en partie végétalisé ; on distingue *Heritiera littoralis*, *Hibiscus tiliaceus*, *Thespesia populnea* ainsi que de gros *Avicennia marina* sur le bord interne du cordon mais également à l'extrémité nord de ce cordon, sur la bordure d'un petite tanne. Les peuplements en arrière du cordon comportent les 7 espèces de palétuviers de Mayotte (Laulan *et al.*, 2006) mais la mangrove de Tsingoni se distingue par le développement de formations denses à *Ceriops tagal*. On peut distinguer à distance décroissante du cordon sableux (Fromard, 2000) : (1) une formation haute à Rhizophoracées essentiellement *Ceriops tagal* et *Bruguiera gymnorrhiza*,

cette formation se développe principalement à proximité de l'exutoire de la rivière et présente une bonne vitalité ; (2) une formation arbustive à *Ceriops tagal* très dense (24 000 individus à l'hectare) avec quelques *Bruguiera gymnorrhiza* dans le peuplement et (3) une formation basse et très dense monospécifique à *Ceriops tagal* de petite taille (environ 2 m). Les rives de la rivière sont principalement peuplées d'*Avicennia marina* et de Rhizophoracées. Dans la partie la plus à l'est de la mangrove, on rencontre un petit tanne bordé d'*Avicennia marina* et d'une formation à *Heritiera littoralis* avec *Xylocarpus granatum*. [Laulan et al. \(2006\)](#) ont également observé *Lumnitzera racemosa* en position interne.

Le cordon sableux est marqué par des phénomènes érosifs avec la présence d'une microfalaise et d'arbres déchaussés à son sommet. Conjointement, directement au pied du cordon sableux coté lagon, on note l'apparition de placages de vases consolidées et la présence de plusieurs souches d'arbres et troncs. [Fromard \(2000\)](#) rapporte l'observation d'un peuplement de palétuviers morts où les individus ont été coupés à mi-hauteur de troncs. Cette coupe à blanc des peuplements a été réalisée, toujours d'après cet auteur, en 1998 par la commune de Tsingoni dans un souci « d'aménagement du site » et de « revalorisation de la plage ». Les observations de [Lebigre \(1997\)](#) et l'analyse des souches ([ESPACES, 2003](#)) permettent de savoir que les peuplements décimés étaient constitués de *Sonneratia Alba* et d'*Avicennia marina*. Enfin la partie inférieure de l'estran est marquée par la présence de plusieurs larges barres intertidales qui se développent sur toute la largeur de la baie.

L'examen des photographies aériennes permet de mettre en évidence une dynamique particulièrement intéressante de la mangrove. En 1950, les principales caractéristiques spécifiques de la structuration du site sont déjà en place, la position du cordon transversal et l'emplacement de l'exutoire de la rivière sont identiques qu'en 2003. On peut distinguer néanmoins quelques différences, notamment une zone dénuée de végétation au nord de la baie, juste en arrière du cordon sableux. Sa position semble indiquer qu'il s'agit d'un tanne car elle correspond à la localisation d'un petit tanne actuel mentionné précédemment. On observe également sur la partie inférieure de l'estran (le cliché a été réalisé à marée basse) des barres intertidales qui se développent sur la largeur de la baie.

Sur le cliché suivant de 1969 plusieurs changements sont perceptibles. Le premier concerne le tanne au nord de la baie en arrière du cordon sableux qui a été partiellement colonisé par des palétuviers. L'aspect de la formation semble indiquer que les palétuviers devaient être relativement petits mais très densément implantés. La partie de la mangrove au sud de la baie, non protégée par le cordon, a légèrement progressé vers le lagon. Mais le

phénomène le plus remarquable est le développement d'un nouveau cordon à une trentaine de mètres en avant de celui déjà en place. Moins long que le précédent, il se développe sur environ 200 m de long à partir de l'embouchure du Mro oua Oourovéni. Sa largeur d'une cinquantaine de mètres au maximum dans sa partie sud, se réduit au fur et à mesure vers le nord. Ce nouveau cordon (appelé C2) parallèle au premier (C1) est végétalisé sur son sommet et isole avec l'ancien cordon C1 une zone qui semble plus basse et partiellement inondable. Quelques palétuviers se sont implantés sur l'estran en avant de C2. Sur la partie inférieure de l'estran, on remarque comme en 1950 plusieurs larges barres intertidales. La plus importante se trouvait à environ 300 m en avant de la mangrove et se développait transversalement à l'ensemble de la baie.

En 1989 la surface du tanne est encore plus réduite comparée à 1969 ; les formations qui le colonisent paraissent être également basses et denses. Le cordon sableux C2 semble avoir légèrement reculé en direction de l'ancien cordon C1, il en résulte un comblement partiel de la zone en dépression comprise entre les deux cordons. La colonisation de ce cordon par la végétation se poursuit et les peuplements en avant des cordons s'étendent. Sur la partie inférieure de l'estran de larges barres intertidales sont toujours présentes, dont une particulièrement bien formée sur l'ensemble de la largeur de la baie à environ 200 m de la mangrove.

Sur la photographie de 1997, on observe un nouveau cordon (le 3^{ème}, C3) à une trentaine de mètres en avant des cordons précédents. Long de 250 m, ce nouveau cordon est associé à une colonisation importante des palétuviers en avant, sur et en arrière de celui-ci (surface colonisée de 1,69 ha). Les observations réalisées sur le terrain par [Lebigre \(1997\)](#) et [Fromard \(2000\)](#) permettent de savoir que ces palétuviers étaient des *Sonneratia alba* et *Avicennia Marina*. Le cordon C3 isole avec C2 et C1 une partie plus basse en altitude, non végétalisée, inondée sur la photographie prise à marée haute. Aucun changement n'est visible pour les formations en arrière des cordons sableux. La dernière photographie de 2003 met en lumière une dynamique opposée à celles constatées sur les clichés antérieurs. En 2003, les cordons C2 et C3 et les peuplements de palétuviers associés ont presque totalement disparu ; seule une partie du cordon C2 et quelques palétuviers se maintiennent au sud à proximité directe de l'embouchure du Mro Oua Oourovéni. La régression des peuplements est de 1,65 ha en 6 ans. Le cordon C1 forme désormais le front de la mangrove et retrouve une configuration proche de celle de 1950.

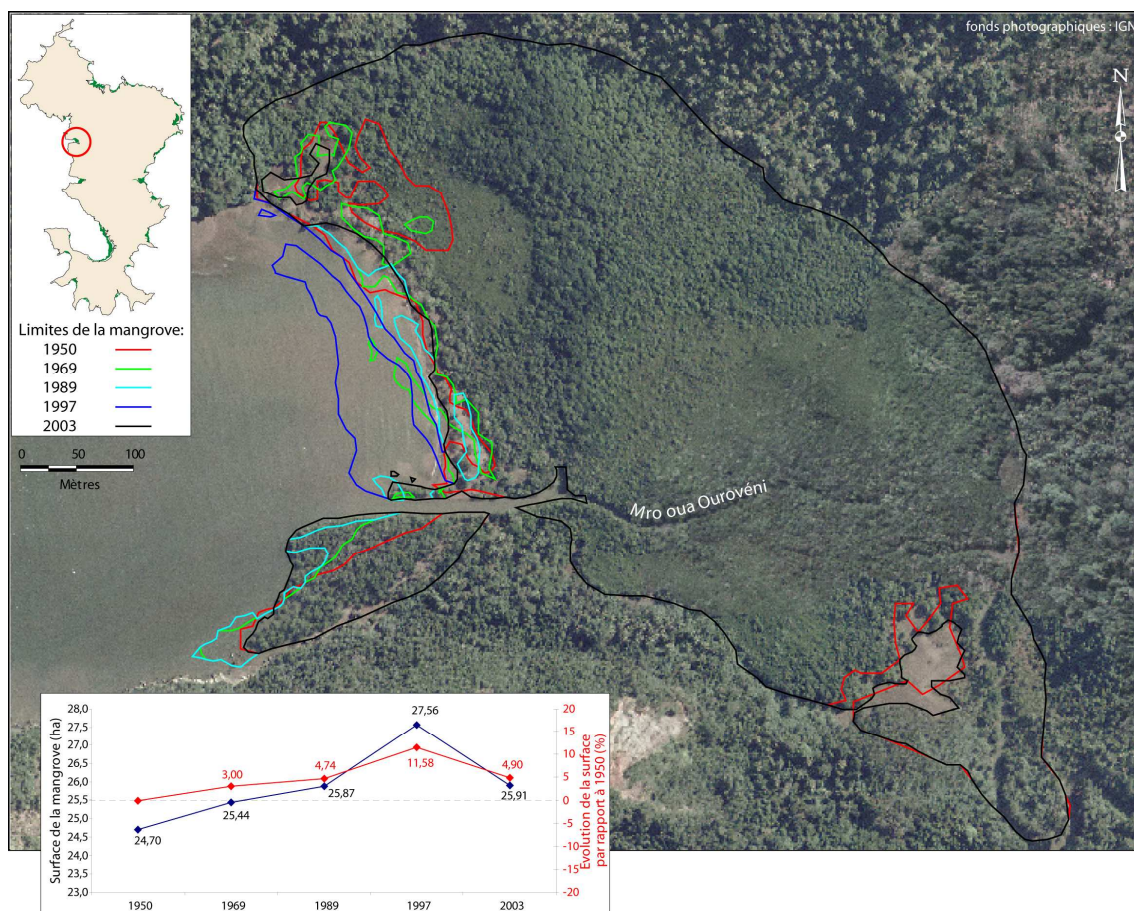


Figure 4.31 : Photographie aérienne de la mangrove de Tsingoni (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.

En résumé, d'après l'examen des photographies aériennes nous pouvons observer deux phénomènes majeurs : 1) la formation arbustive dense à *Cerriops tagal* décrite par Fromard (2000) semble avoir colonisé entre 1950 et 1989 la surface d'un ancien tanne dont il ne reste qu'une partie relictuelle au nord de la mangrove en 2003 ; 2) une dynamique originale marquée par le développement successif de cordons sableux transversaux à la baie conjointement à la colonisation de cette partie de l'estran par des palétuviers. Cette dynamique a permis une extension maximale de la mangrove en 1997 avec 27,56 ha. Il semble que l'abattage des palétuviers situés en aval des cordons sableux et effectué par la commune de Tsingoni en 1997 a entraîné une déstabilisation des cordons sableux. Une érosion rapide des cordons s'est alors produite entraînant la disparition des peuplements sur une largeur totale de 80 m en 6 ans, soit une vitesse moyenne de plus de 13 mètres par an.

1.4.4. Mangrove de Soulou

La mangrove qui occupe la baie de Soulou est morcelée en deux grandes entités et occupe les bordures Ouest et Est de cette baie (Fig. 4.32). Les deux entités de la mangrove présentent une zonation classique avec *Sonneratia alba* sur le front lagonaire, suivi d'une formation à Rhizophoracées, principalement *Rhizophora mucronata* et *Ceriops tagal*, associée à *Avicennia marina* que devient de plus fréquent vers le haut de l'estran. Fromard (2000) et Laulan *et al.* (2006) signalent également la présence de *Lumnitzera racemosa* en position interne. Un peuplement d'*Avicennia marina* se situe au pied de la microfalaise au centre ouest de la baie, avec des individus de taille moyenne et de jeunes plantules. Par endroits, nous avons constaté des phénomènes de déchaussement de quelques *Sonneratia alba* sur le front de la mangrove. La partie centrale de la baie présente un large estran sablo-vaseux caractérisé, dans sa partie supérieure, par une microfalaise de 2 à 3 m de hauteur. Cette microfalaise est liée à un important processus d'érosion de la plaine littorale illustré par la présence massive de troncs de cocotiers et d'arbres encore en feuilles déracinés et basculés sur l'estran au pied du talus d'érosion. Selon toute vraisemblance la mangrove devait occuper la totalité de la largeur de la baie dans le passé comme l'atteste la présence de souches de *Sonneratia alba* et de *Ceriops tagal* sur l'estran aujourd'hui nu (ESPACES, 2003). Il semble que le défrichement de cette partie de la mangrove soit lié à la présence d'un ancien domaine sucrier sur le bassin versant de la baie comme l'attestent les ruines d'une usine sucrière à proximité. Pour les besoins industriels de l'époque (combustible et construction d'un débarcadère), cette partie de la mangrove aurait été détruite. Un processus d'érosion aurait alors débuté (Fromard, 2000) le fond de la baie et la plaine littoral étant directement exposés à l'action de la houle. Une étude récente menée par De La Torre *et al.* (2006) fait apparaître un recul de l'ordre de 120 à 130 m, entre 1950 et 2003, de la microfalaise d'érosion et de la plaine littorale, soit une vitesse moyenne annuelle d'érosion d'environ 2,5 m/an.

L'analyse des photographies aériennes montre une progression constante de la surface des peuplements de palétuviers, passant de 9,93 ha en 1969 à 10,94 ha en 2003. Cette progradation se situe principalement à l'arrière des deux entités en direction des terres et vers le centre de la baie. On constate également que le petit peuplement d'*Avicennia marina* du centre-ouest de la baie n'était pas présente en 1969 pour la simple raison que cette zone faisait encore partie intégrante de la plaine littorale et de la cocoteraie. En 1989, la zone a été érodée et on discerne l'implantation de quelques palétuviers qui deviennent de plus en plus nombreux

en 1997 et 2003. Sur le front lagunaire, on peut noter depuis 1989 la disparition de quelques *Sonneratia alba*, notamment pour la partie ouest de la mangrove.

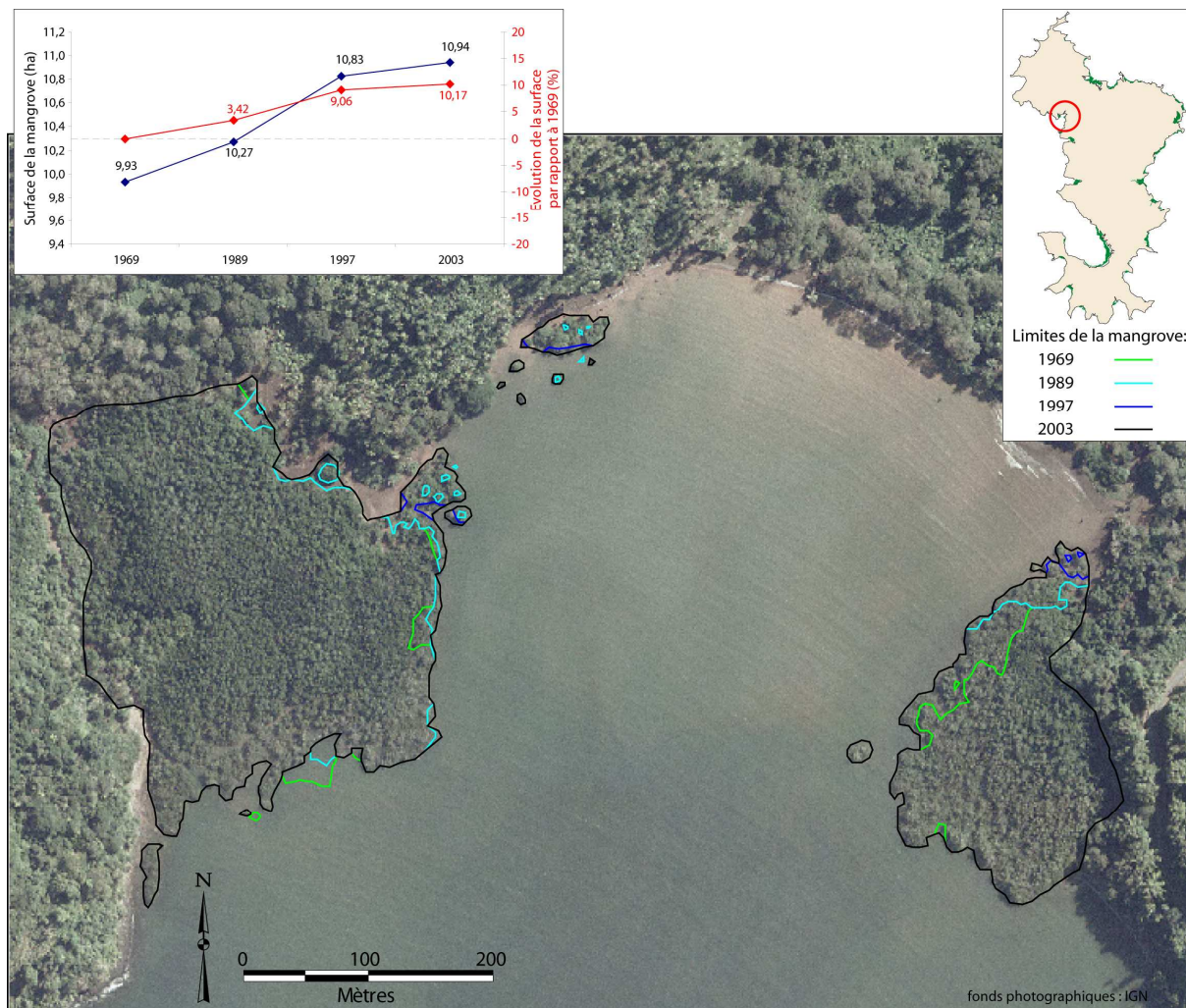


Figure 4.32 : Photographie aérienne de la mangrove de Soulou (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1969 et 2003.

2. Synthèse et caractérisation de l'évolution surfacique des mangroves

La première partie du chapitre, consacrée à l'analyse des photographies aériennes verticales, a permis de quantifier le rythme d'évolution des surfaces de chacune des principales mangroves de Mayotte. Cette deuxième partie est un effort de synthèse de ces résultats afin d'essayer de dégager des comportements dynamiques préférentiels en vue de l'établissement d'une typologie évolutive des mangroves.

2.1. Evolution générale des mangroves

Le [tableau 4.1](#) montre une synthèse de l'évolution surfacique des 23 mangroves étudiées. Ce tableau présente pour chacune des entités retenues : (1) la surface de la mangrove mesurée pour chaque série photographique disponible, (2) l'évolution totale en hectares de la mangrove entre les séries photographiques temporellement les plus espacées, (3) l'évolution en ha de la surface de la mangrove entre deux clichés consécutifs et (4) l'évolution moyenne de la surface de la mangrove (%.an⁻¹) entre deux campagnes photographiques successives. Un bref examen de ce tableau permet de remarquer une grande variabilité de situations et de nettes différences dans la dynamique des mangroves depuis un demi-siècle : 11 mangroves présentent une extension de leurs formations végétales, 11 autres montrent une diminution de leur surface et enfin une mangrove apparaît stable sur la période 1950-2003. Si l'on considère les différentes façades de l'île de Mayotte :

* Côte nord

Parmi les sept mangroves de la côte nord, six présentent une augmentation de leur surface et une seule une diminution (Miangani). Pour les mangroves en extension, cette dernière apparaît modérée pour la majorité de ces forêts (entre 1,52 % et 5,85 % d'augmentation surfacique) mais assez régulière sur la période d'étude ([Tab. 4.1](#)). La mangrove de Kangani fait figure d'exception avec une progression de sa surface de 58,14 % depuis 1969 ; cependant il convient de modérer cette valeur avec la taille relativement modeste de cette mangrove et de la surface colonisée par les palétuviers sur la période (respectivement 4,08 ha et 1,50 ha). Concernant la mangrove de Miangani, la réduction de sa surface due à la création d'une route est très faible et localisée en arrière de la mangrove. Cette légère diminution ne reflète pas la dynamique de la mangrove de Miangani qui montre par ailleurs une grande stabilité morphologique, ni celle des autres mangroves du nord de l'île qui présentent toutes une extension de leurs formations végétales.

Chapitre 4 : Caractérisation de l'évolution des mangroves mahoraises

	Surface en 1950 (ha)	Surface en 1969 (ha)	Surface en 1989 (ha)	Surface en 1997 (ha)	Surface en 2003 (ha)	Evolution totale		1950-1969		1969-1989		1989-1997		1997-2003	
						Surface (ha)	%	Surface (ha)	%an ⁻¹	Surface (ha)	%an ⁻¹	Surface (ha)	%an ⁻¹	Surface (ha)	%an ⁻¹
<i>Côte nord</i>															
Bandraboua		5,55	5,80	5,88	5,88	0,33	5,95	-2,42	-0,55	0,25	0,23	0,08	0,17	0,00	0,00
Dzoumogné		96,29	97,58	97,80	97,80	1,51	1,57	-0,46	-0,23	1,29	0,07	0,22	0,03	0,00	0,00
Longoni	22,33	22,48	22,63	22,71	22,71	0,38	1,70	-0,38	-0,11	0,15	0,03	0,08	0,04	0,00	0,00
Miangani	13,19	13,19	13,19	13,08	13,08	-0,11	-0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,11	-0,10	0,00	0,00
Kangani		2,58	3,87	3,94	4,08	1,50	58,14	-0,25	-0,03	1,29	2,50	0,07	0,23	0,00	0,00
Majicavo Koropa		11,84	11,97	11,96	11,96	0,18	1,52	-0,03	-0,03	0,13	0,05	-0,01	-0,01	0,06	0,08
Majicavo Lamir	12,00	12,52	12,54	12,54	12,54	0,54	4,50	0,52	0,23	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Côte est</i>															
Mgommbani-Boabab	15,40	15,49	15,23	11,63	10,58	-4,82	-31,30	0,09	0,03	-0,26	-0,08	-3,60	-2,95	-1,05	-1,50
Passamaïnti-Tsoundzou	45,22	12,32	39,03	38,82	32,51	-12,71	-28,11	0,00	0,00	-6,19	-0,35*	-0,21	-0,07	-6,31	-2,71
Ironi Bé		37,32	38,39	38,27	38,26	0,00	0,00	0,36	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dembéni	36,96	16,43	16,71	16,86	16,89	1,30	3,52	-0,06	-0,11	1,07	0,14	-0,12	-0,04	-0,01	0,00
Hajangoua-Ironi		2,95	2,82	2,77	2,75	0,46	2,80	-0,06	-0,11	0,28	0,09	0,15	0,11	0,03	0,03
Hajangoua sud		31,96	33,33	33,21	33,28	-0,20	-6,78	-0,06	-0,14	-0,07	-0,12	-0,05	-0,22	-0,02	-0,12
Bandréle	32,83	4,17	4,48	4,30	4,16	0,45	1,37	-0,87	-0,14	1,37	0,21	-0,12	-0,05	0,07	0,04
Mounyambani						-0,01	-0,24			0,31	0,37	-0,18	-0,50	-0,14	-0,54
<i>Côte sud</i>															
Dapari	23,25	20,83	19,04	16,35	14,96	-8,29	-35,66	-2,42	-0,55	-1,79	-0,43	-2,69	-1,77	-1,39	-1,42
Mronabéja	10,49	10,03	8,11	7,07	6,35	-4,14	-39,47	-0,46	-0,23	-1,92	-0,96	-1,04	-1,60	-0,72	-1,70
Kani kéli	18,76	18,38	17,40	17,27	17,67	-1,09	-5,81	-0,38	-0,11	-0,98	-0,27	-0,13	-0,09	0,40	0,39
Mzouazia	6,30	6,27	6,02	5,83	5,48	-0,82	-13,02	-0,03	-0,03	-0,25	-0,20	-0,19	-0,39	-0,35	-1,00
<i>Côte ouest</i>															
Baie de Bouéni	204,10	201,80	198,30	195,90	195,30	-8,80	-4,31	-2,30	-0,06	-3,50	-0,09	-2,40	-1,15	-0,60	-0,05
Chiconi	14,82	14,86	13,32	12,17	11,72	-3,10	-20,92	0,04	0,01	-1,54	-0,52	-1,15	-1,08	-0,45	-0,62
Tsingoni	24,70	25,44	25,87	27,56	25,91	1,21	4,90	0,74	0,16	0,43	0,08	1,69	0,82	-1,65	-1,00
Souhou		9,93	10,27	10,83	10,94	1,01	10,17			0,34	0,17	0,56	0,68	0,11	0,17

* 1950-1989

Tableau 4.1 : Synthèse de l'évolution surfacique des principales mangroves de Mayotte entre 1950 et 2003.

*** Côte est**

Les mangroves de cette côte montrent des évolutions plus contrastées ; leur surface peut être en légère progression (Dembéni, Hajangoua-Iloni, Bandrélé), stable (Ironi Bé), en légère diminution (Hajangoua sud, Mounyambani) ou en régression significative (Mgombani-Baobab, Passamaïnti-Tsoundzou). Plus précisément, les mangroves en extension montrent, comme pour la majorité des mangroves de la côte nord de l'île, un accroissement surfacique modéré (entre 1,37% et 3,52%) mais assez régulier sauf pour la mangrove de Bandrélé qui présente des périodes distinctes d'expansion et d'érosion (Tab. 4.1). Les mangroves de Hajangoua-sud et de Mounyambani sont en légère régression (respectivement -6,78% et -0,24%) et présentent des variations surfaciques relativement faibles liées à la taille modeste des petites surfaces occupées par ces mangroves. Enfin les mangroves de Mgombani-Baobab (-31,30%) et de Passamaïnti-Tsoundzou (-28,11%) qui se situent à proximité immédiate de Mamoudzou et de son agglomération, présentent des pertes surfaciques très importantes mais plus ponctuelles.

*** Côte sud**

Les mangroves de la côte sud apparaissent toutes en régression significative sur la période 1950-2003. Parmi ces mangroves, celle de Dapani (-8,29 ha soit -35,66% de perte surfacique) et celle de Mronabéja (-4,14 ha soit -39,47%) sont particulièrement concernées par une érosion massive conduisant à la disparition totale des palétuviers sur certaines parties des estrans. La diminution de la surface des mangroves est constatée dès 1969 pour l'ensemble des entités et les vitesses d'érosion apparaissent de plus en plus rapides sur l'intervalle de l'étude. Seule la mangrove de Kani Kéli, qui affiche un rythme d'érosion moins rapide que les autres (5,81%), montre une extension de sa surface entre 1997-2003 (Tab. 4.1).

*** Côte ouest**

Les mangroves de la côte ouest présentent, comme pour la côte est, des évolutions variées. Deux mangroves sont en régression (Baie de Bouéni et Chiconi) et deux voient leur surface augmenter (Tsingoni et Soulou). L'évolution des deux mangroves en régression est régulière sur la période d'étude et montre une vitesse d'érosion relativement constante pour aboutir à une réduction surfacique de 20,92% pour la mangrove de Chiconi et de 4,31% (8,80 ha) pour celle de la Baie de Bouéni. Inversement les mangroves en extension affichent des dynamiques plus contrastées. La mangrove de la baie de Soulou est en progression modérée mais continue

de 10,17 % au total alors que la mangrove de Tsingoni, bien qu'en extension de 4,90 % soit 1,21 ha sur l'intervalle 1950-2003, montre une érosion importante et rapide sur la période 1997-2003 (-1,65 ha en 6 ans)

Après ce bref résumé général, les évolutions surfaciques des mangroves apparaissent complexes et variées entre les différentes côtes de Mayotte. Afin de caractériser plus finement la dynamique spatiale des mangroves et les diverses influences conduisant aux variations surfaciques, l'évolution des fronts lagunaires des mangroves et celle des marges terrestres ont été dissociées.

2.2. Evolution des marges terrestres des mangroves

La dynamique des marges terrestres se rapporte aux changements spatiaux et aux mouvements des limites d'une mangrove observés à l'arrière de cette dernière. Les marges terrestres des mangroves prennent des formes assez diverses à Mayotte. En fonction des caractéristiques topographiques et géomorphologiques de la partie supérieure de l'estran, pour celles soumises aux hautes mers de vive eau et aux marées exceptionnelles, le contact entre les formations végétales de la mangrove et la « terre ferme » est constitué principalement par : (1) un ou des tannes lorsque se développent des étendues planes suffisamment vastes ; (2) des cordons sableux littoraux ; (3) des rochers ou des falaises lorsque la topographie est particulièrement accidentée. Dans quelques cas plus rares, les bordures terrestres des peuplements des mangroves sont constituées par des vasières nues plus ou moins étendues jusqu'à l'une des trois formes géomorphologiques précédemment citées ou par des formations végétales d'arrière-mangrove *stricto sensu*. Dans ce dernier cas de figure, les limites de la mangrove sont moins facilement discernables. Cependant, le relief accidenté de l'île et l'action de l'homme font que les limites terrestres des mangroves sont assez marquées et aisément remarquables. L'examen de l'évolution des marges terrestres des mangroves est résumé dans le tableau 4.2 et les paragraphes suivants.

	Surface en 2003 (ha)	Evolution en arrière de la mangrove (1950-2003)		1950-1969		1969-1989		1989-1997		1997-2003	
		Surface (ha)	%	Surface (ha)	%an ⁻¹	Surface (ha)	%an ⁻¹	Surface (ha)	%an ⁻¹	Surface (ha)	%an ⁻¹
<i>Côte nord</i>											
Bandraboua	5.88	0.23	4.14			0.15	0.14	0.08	0.17	0.00	0.00
Dzoumogné	97.80	1.23	1.28			1.01	0.05	0.22	0.03	0.00	0.00
Longoni	22.71	0.03	0.13	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Miangani	13.08	-0.09	-0.68	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.09	-0.09	0.00	0.00
Kangani	4.08	1.22	47.29			1.10	2.13	0.04	0.13	0.08	0.34
Majicavo Koropa	12.02	0.12	1.01			0.07	0.03	-0.01	-0.01	0.06	0.08
Majicavo Lamir	12.54	0.12	1.00	0.12	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Côte est</i>											
Mgombani-Boobab	10.58	-5.00	-32.47	0.04	0.01	-0.33	-0.11	-3.60	-2.95	-1.11	-1.59
Tsoundzou-Passamaïnti	32.51	-8.89	-19.66			-2.93	-0.17*	-0.20	-0.06	-5.76	-2.47
Ironi Bé	12.32	0.00	0.00			0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Dembéni	38.26	1.34	3.59	0.40	0.06	1.07	0.14	-0.12	-0.04	0.00	0.00
Hajangoua-Iloni	16.89	0.25	1.52			0.20	0.06	0.05	0.04	0.00	0.00
Hajangoua sud	2.75	-0.06	-2.03	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.04	-0.18	-0.02	-0.12
Bandrélé	33.28	-1.25	-3.91	-1.17	-0.19	-0.18	-0.03	0.07	0.03	0.03	0.02
Mounyambani	4.16	0.11	2.64			0.19	0.23	-0.08	-0.22	0.00	0.00
<i>Côte sud</i>											
Dapani	14.96	0.38	1.63	0.59	0.13	0.60	0.14	-0.51	-0.33	-0.30	-0.31
Mronabéja	6.35	-0.27	-2.57	0.00	0.00	-0.23	-0.11	0.00	0.00	-0.04	-0.09
Kani kéli	17.67	-0.11	-0.59	-0.76	-0.21	-0.07	-0.02	-0.03	-0.02	0.75	0.72
Mzouazia	5.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Côte ouest</i>											
Baie de Bouéni	195.30	-0.24	-0.12	0.37	0.01	-0.58	-0.01	-0.12	-0.01	0.09	0.01
Chiconi	11.72	-0.63	-4.25	0.00	0.00	-0.31	-0.10	-0.35	-0.33	0.03	0.04
Tsingoni	25.91	0.81	3.28	0.47	0.10	0.13	0.03	0.21	0.10	0.00	0.00
Soulou	10.94	1.11	11.18			0.40	0.20	0.60	0.73	0.11	0.17

* 1950-1989

Tableau 4.2 : Synthèse de l'évolution surfacique mesurée en arrière des principales mangroves de Mayotte entre 1950 et 2003. Ce tableau présente pour chacune des entités : la surface des mangroves en 2003, l'évolution en arrière des mangroves (ha) entre les séries photographiques temporellement les plus espacées, l'évolution en arrière des mangroves (ha) entre deux clichés consécutifs et l'évolution moyenne en arrière de la mangrove (%.an⁻¹) entre deux campagnes photographiques successives.

2.2.1. Evolution des marges terrestres des mangroves entre 1950 et 1969

Entre 1950 et 1969 (Fig. 4.33.a), seules 12 mangroves réparties sur l'ensemble des côtes mahoraises ont pu être étudiées en raison de l'absence ou d'une qualité médiocre des photographies aériennes couvrant certaines entités. Au cours de cette période, aucune variation n'est visible au niveau des marges terrestres des mangroves de Longoni, Miangani, Hajangoua-sud et de Chiconi. Parmi les 8 mangroves affichant des changements perceptibles, 6 montrent une légère colonisation de leurs tannes et une expansion des peuplements de palétuviers sur les surfaces auparavant nues (Majicavo Lamir : 0,12 ha ; Mgombani-Baobab : 0,04 ha ; Dembéni : 0,40 ha ; Dapani : 0,59 ha ; Baie de Bouéni : 0,37 ha, Tsingoni : 0,47 ha).

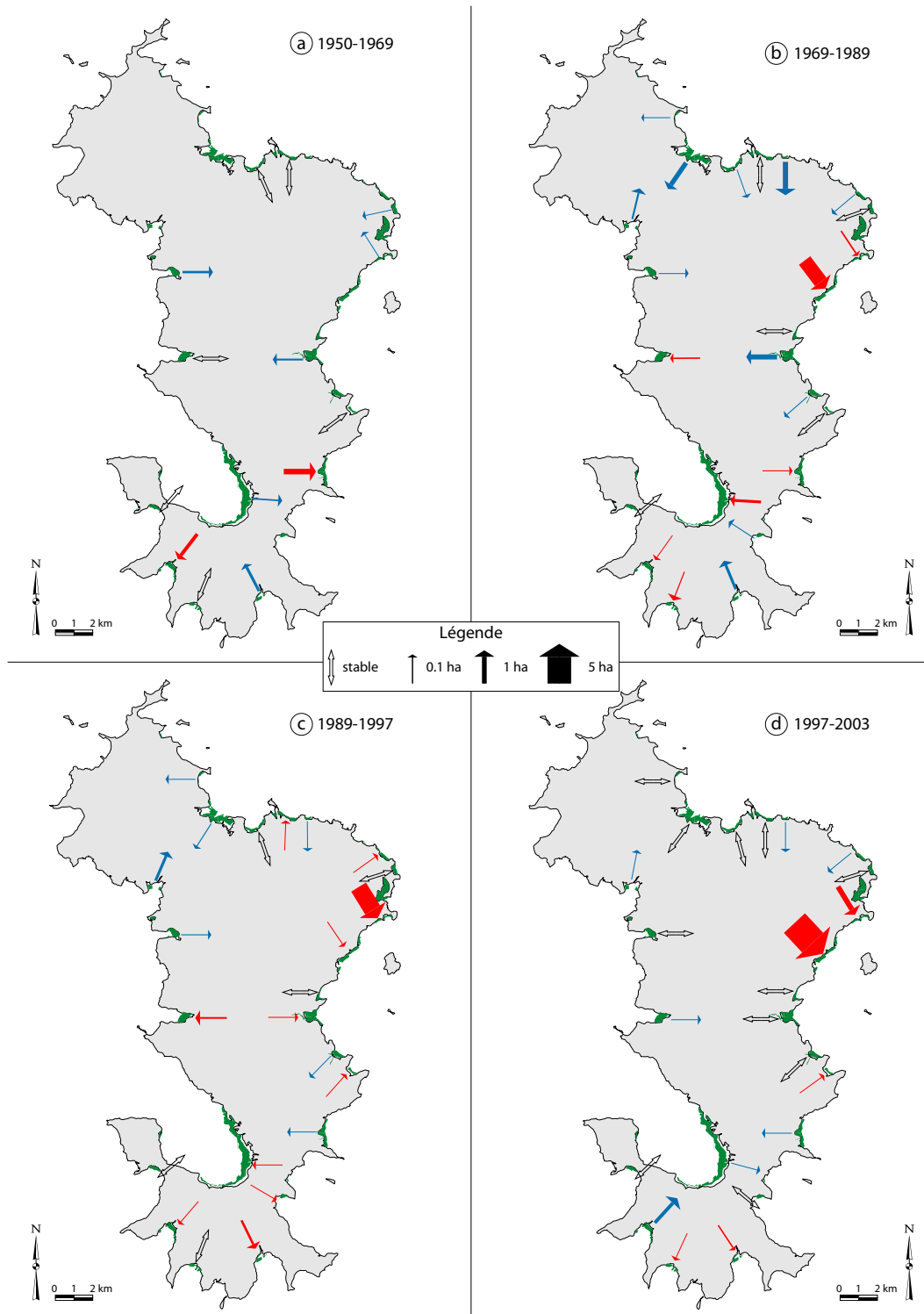


Figure 4.33 : Evolution surfacique des mangroves au niveau de leurs marges terrestres (ha) pour la période 1950-1969 (a), 1969-1989 (b) 1989-1997 (c) et 1997-2003 (d). Une flèche de couleur rouge et orientée vers le lagon représente une perte de surface de la mangrove au niveau du front terrestre. Une flèche de couleur bleue et orientée vers la terre représente un accroissement surfacique des formations de la bordure interne d'une mangrove. La largeur des flèches est proportionnelle à la valeur de l'évolution mesurée et présentée dans le tableau 4.2.

Les deux mangroves de Kani Kéli (-0,76 ha) et Bandrélé (-1,17 ha) montrent en revanche une régression significative des peuplements périphériques à leur tanne. Ces deux mangroves se situent à proximité immédiate des villages et il est probable que la disparition des formations soit attribuable à une coupe des palétuviers pour l'habitat ou l'agriculture.

2.2.2. Evolution des marges terrestres des mangroves entre 1969 et 1989

Au cours de cet intervalle, l'ensemble des mangroves sont étudiées. Les mangroves qui présentent une évolution positive de leur front terrestre sont majoritaires avec 11 entités contre 7 pour les mangroves en régression (Fig. 4.33b). Les pertes surfaciques au niveau des fronts terrestres sont, pour l'ensemble des mangroves concernées, identifiables et attribuables à l'action humaine. Il peut s'agir soit de remblaiements comme pour les mangroves de Mgombani-Baobab et de Passamaïnti-Tsoundzou à proximité de l'agglomération de Mamoudzou et pour la mangrove de Chiconi, soit probablement de coupes de palétuviers dans les mangroves du sud de l'île (Bandrélé, Mronabéja, Kani Kéli et Baie de Bouéni). L'ensemble des mangroves de la côte nord montre une évolution nulle ou positive avec une colonisation de leur(s) tanne(s) ou une extension des peuplements sur les vasières du haut estran (Dzoumogné : + 1,01 ha ; Kangani : + 1,10 ha). C'est également la colonisation des tannes qui explique l'augmentation de surface en arrière des mangroves de Dembéni (+1,07 ha), de Hajangoua Iloni (+0,20 ha) de Dapani (+0,14 ha), de Mounyambani (+ 0,19 ha) et de Tsingoni (+0,13 ha) alors que pour les mangroves de Soulou et de Bandraboua, la colonisation des vasières nues du haut estran explique l'expansion de la marge terrestre de la mangrove.

2.2.3. Evolution des marges terrestres des mangroves entre 1989 et 1997

Entre 1989 et 1997 (Fig. 4.33c), contrairement à la période précédente, les mangroves qui présentent une évolution négative de leur front terrestre sont majoritaires (11 en régression contre 7 en progression). Le développement des infrastructures participe en grande partie à ce changement avec la multiplication des remblaiements pour la construction de routes (mangrove de Miangani, Majicavo Koropa, Mgombani-Baobab, Chiconi). Les disparitions ponctuelles de palétuviers, vraisemblablement liées à des coupes au niveau des tannes et de l'arrière des mangroves se poursuivent également (Mangrove de Passamaïnti-Tsoundzou, Dembéni, Dapani, Mronabéja et Baie de Bouéni). Seules deux mangroves (Mounyambani et Hajangoua-sud) semblent présenter une évolution négative sans interventions humaines mais

vraisemblablement liée à la disparition et à l'ensablement de palétuviers en arrière de la mangrove. Les mangroves possédant un front terrestre à l'évolution positive sont donc moins nombreuses que lors de la période précédente de 1950-1969. La colonisation des tannes des mangroves de Dzoumogné, Hajangoua Iloni et de Tsingoni se poursuit ainsi que l'expansion des formations en arrière des mangroves de Bandraboua, Kangani et Soulou. Contrairement à la période précédente dominée par des coupes de palétuviers notamment au niveau du tanne, la mangrove de Bandrélé montre une extension de ces formations internes.

2.2.4. Evolution des marges terrestres des mangroves entre 1997 et 2003

De 1997 à 2003 (Fig. 4.33d), seules 5 mangroves présentent une évolution négative du front terrestre. Parmi ces mangroves, celles de Mgombani-Baobab et de Passamaïnti-Tsoundzou montrent, comme durant la période précédente, une forte diminution de leurs formations internes liée à des remblaiements de vastes surfaces pour la réalisation d'infrastructures de grande envergure à proximité de Mamoudzou (-1,11 ha pour la mangrove de Mgombani-Baobab et -5,76 ha pour celle de Passamaïnti-Tsoundzou). Pour les 3 autres mangroves à l'évolution négative, les surfaces concernées sont relativement petites et principalement liées à la disparition ponctuelle de palétuviers, sur le tanne de la mangrove de Dapani ou sur les vasières du haut estran pour les mangroves de Mronabéja et Hajangoua-sud. Lors de cette période, on peut observer également un changement de dynamique des formations en arrière de certaines mangroves. C'est notamment le cas pour les mangroves de Miangani, de la Baie de Bouéni, de Chiconi et Kani Kéli où l'on constate, à l'inverse des intervalles précédents, une colonisation rapide de leur(s) tanne(s). Une explication de ce brusque changement pourrait être l'arrêt de l'utilisation des tannes par les populations des villages proches lié aux politiques de préservation des mangroves mises en place au début des années 2000. Trois autres mangroves affichent une extension des peuplements en arrière de la mangrove au niveau du tanne (Bandrélé) et des vasières de haut estran (Soulou et Kangani). Les mangroves restantes présentent une stabilité de leur front terrestre (Mangrove de Bandraboua, Dzoumogné, Longoni, Majicavo Lamir, Iloni, Hajangoua Iloni, Mounyambani, Mzouazia et Tsingoni).

2.2.5. Evolution des marges terrestres des mangroves entre 1950 et 2003

Sur l'ensemble de la période d'analyse (Fig. 4.34), 9 mangroves sur les 23 retenues présentent un front terrestre en évolution négative. Pour 8 de ces mangroves, les pressions anthropiques s'avèrent être les principales raisons de cette dynamique. Les mangroves touchées par ce phénomène se situent à proximité des principaux centres économiques de l'île : agglomération de Mamoudzou (mangrove de Mgombani-Baobab : -5 ha ; mangrove de Passamaïnti-Tsoundzou : -8,89 ha), agglomération de Chiconi-Mangajou (mangrove de Chiconi : -0,63 ha), ville de Bandrélé (mangrove de Bandrélé : -1,25 ha) et port de Longoni (mangrove de Miangani : -0,09 ha). Dans une moindre mesure d'autres mangroves proches de villages sont également soumises à des pressions foncières et présentent une perte surfacique au niveau de leur front terrestre : mangrove de Mronabéja (-0,27 ha), de Kani Kéli (-0,11 ha) et de la Baie de Bouéni (-0,24). Seule la mangrove de Hajangoua-sud semble présenter une faible perte surfacique de ses formations internes sans interventions humaines (-0,06 ha).

A l'opposé, plusieurs phénomènes de colonisations des vasières des hauts estrans ou des tannes ont été observés vers les bordures terrestres des mangroves sur l'ensemble des côtes mahoraises. L'extension des formations vers les vasières nues du haut estran concerne trois mangroves : Bandraboua (-0,23 ha), Soulou (+1,11 ha) et Kangani (+1,22 ha). La colonisation des tannes par les palétuviers est une tendance répandue sur l'ensemble du littoral de Mayotte depuis 1950 (Dzoumogné : +1,23 ha ; Majicavo Lamir : +0,12 ha ; Dembéni : + 1,34 ha ; Hajangoua Iloni : +0,25 ha ; Mounyambani : +0,11 ha ; Dapani : +0,38 ha et Tsingoni : +0,81 ha). La colonisation des tannes peut être attribuée à un certain nombre de processus physiques et/ou anthropiques (Woodroffe, 1990 ; Wolanski et Chappell, 1996 ; Lebigre, 1999 ; Manson *et al.*, 2003). Par exemple, une hausse du niveau de la mer peut aboutir à une fréquence d'inondation marine accrue sur des plaines inondables existantes en arrière des mangroves permettant ainsi l'extension des formations à palétuviers sur les tannes. D'autres causes possibles de l'expansion des mangroves vers l'intérieur des terres (tannes) peuvent être des changements dans le régime des précipitations ou une recolonisation de terre précédemment défrichée (exemple des mangroves de Kani Kéli et de la Baie de Bouéni où les tannes ont été défrichés entre 1950 et 1997 et qui affichent récemment un rapide développement de palétuviers, Fig. 4.33d). Enfin, quelques mangroves ont connu une très légère extension des formations internes principalement en raison de comblements de sentiers d'accès au lagon (Longoni et Majicavo Koropa) et seules deux mangroves (Mzouazia et Ironi Bé) ne présentent aucune variation perceptible au niveau de leur front terrestre.

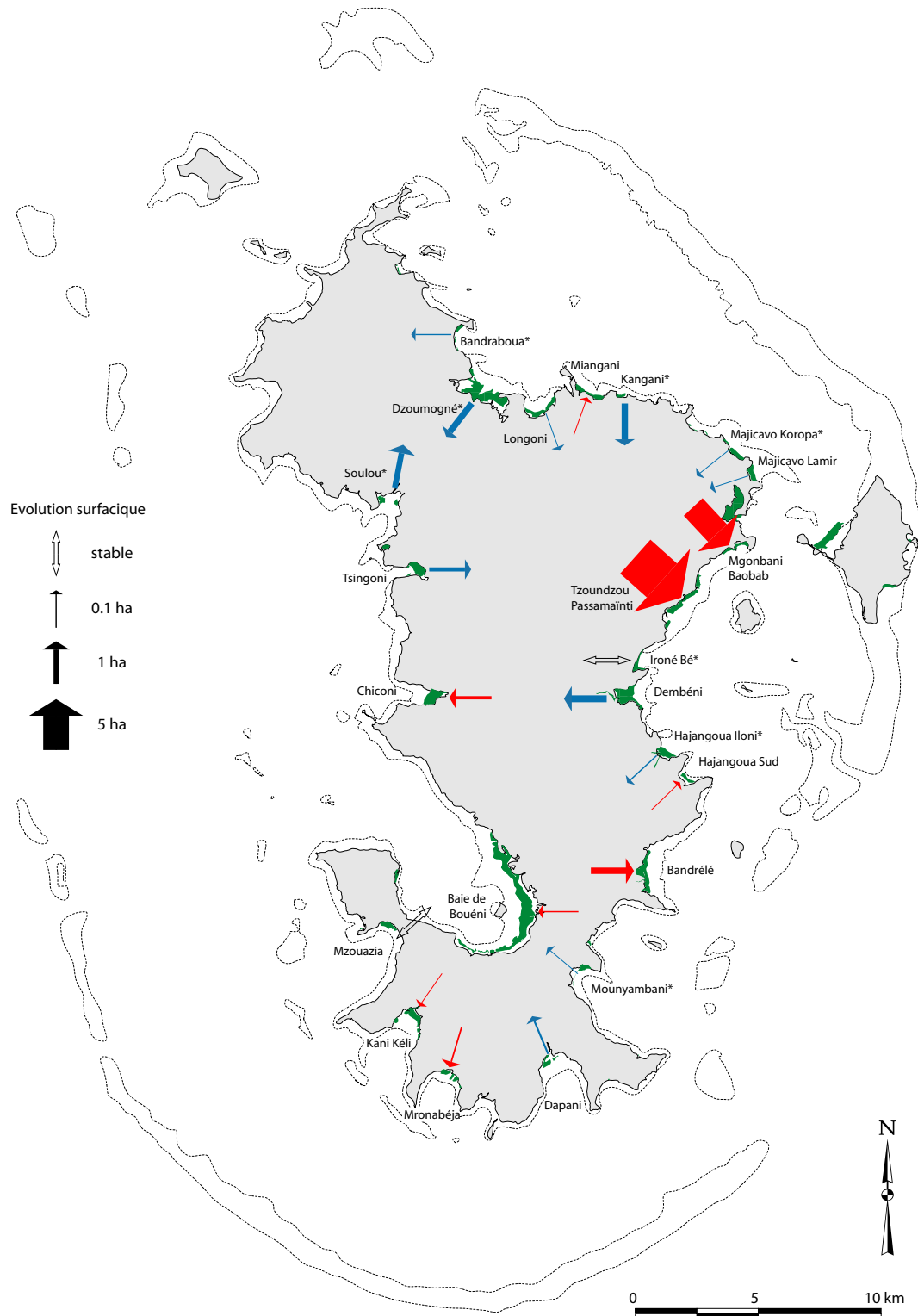


Figure 4.34 : Synthèse de l'évolution des marges terrestres des mangroves mahoraises (ha) sur la période 1950-2003 (* 1969-2003). Une flèche de couleur rouge et orientée vers le lagon représente une perte de surface de la mangrove au niveau de sa bordure terrestre. Une flèche de couleur bleue et orientée vers la terre représente un accroissement surfacique des formations de la marge interne d'une mangrove. La largeur des flèches est proportionnelle à la valeur de l'évolution présentée dans le tableau 4.2.

2.3. Evolution des fronts lagunaires des mangroves

La dynamique du front lagunaire se rapporte aux changements surfaciques constatés au niveau de la bordure externe d'une mangrove. Sur ce front lagunaire, les palétuviers des formations externes des mangroves font place à la basse slikke constituée d'étendues planes de vases nues et d'accumulations sablo-vaseuses. Par ce fait, il est généralement plus simple d'identifier avec précision la localisation des limites lagunaires d'une mangrove que ses limites terrestres. L'évolution globale des marges terrestres des mangroves et de la dynamique de celles-ci entre chaque série de photographies aériennes est présentée dans le tableau 4.3 et les paragraphes suivants.

	Surface en 2003 (ha)	Evolution au front de la mangrove (1950-2003)		1950-1969		1969-1989		1989-1997		1997-2003	
				Surface (ha) % ^{an} ⁻¹		Surface (ha) % ^{an} ⁻¹		Surface (ha) % ^{an} ⁻¹		Surface (ha) % ^{an} ⁻¹	
				Surface (ha)	%	Surface (ha)	% ^{an} ⁻¹	Surface (ha)	% ^{an} ⁻¹	Surface (ha)	% ^{an} ⁻¹
<i>Côte nord</i>											
Bandraboua	5.88	0.00	0.00			0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Dzoumogné	97.80	0.28	0.29			0.28	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Longoni	22.71	0.24	1.08	0.15	0.04	0.01	0.00	0.08	0.04	0.00	0.00
Miangani	13.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Kangani	4.08	0.29	11.24			0.20	0.39	0.03	0.10	0.06	0.25
Majicavo Koropa	12.02	0.06	0.51			0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Majicavo Lamir	12.54	0.42	3.50	0.40	0.18	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Côte est</i>											
Mgombani-Boabab	10.58	0.18	1.17	0.05	0.02	0.07	0.02	0.00	0.00	0.06	0.09
Tsoundzou-Passamaïnti	32.51	-3.81	-8.43			-3.26	-0.18*	-0.01	0.00	-0.54	-0.23
Ironi Bé	12.32	0,00	0,00			0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dembéni	38.26	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hajangoua-Iloni	16.89	0.21	1.28			0.08	0.02	0.10	0.07	0.03	0.03
Hajangoua sud	2.75	-0.14	-2,03	-0.06	0,11	-0.07	-0.12	-0.01	-0.04	0.00	0.00
Bandrélé	33.28	1.71	5.35	0.30	0.05	1.55	0.24	-0.19	-0.07	0.05	0.03
Mounyambani	4.16	-0.12	-2.88			0.12	0.14	-0.10	-0.28	-0.14	-0.54
<i>Côte sud</i>											
Dapani	14.96	-8.67	-37.29	-3.01	-0.68	-2.39	-0.57	-2.18	-1.43	-1.09	-1.11
Mronabéja	6.35	-3.87	-36.89	-0.46	-0.23	-1.69	-0.84	-1.04	-1.60	-0.68	-1.60
Kani kéli	17.67	-1.11	-5.92	0.38	0.11	-1.08	-0.29	-0.10	-0.07	-0.31	-0.30
Mzouazia	5.48	-0.82	-13.02	-0.03	-0.03	-0.25	-0.20	-0.19	-0.39	-0.35	-1.00
<i>Côte ouest</i>											
Baie de Bouéni	195.30	-8.38	-4.11	-2.67	-0.07	-2.92	-0.07	-2.28	-0.14	-0.51	-0.04
Chiconi	11.72	-2.47	-16.67	0.04	0.01	-1.23	-0.41	-0.80	-0.75	-0.48	-0.66
Tsingoni	25.91	0.40	1.62	0.27	0.06	0,30	0,06	1.48	0.72	-1.65	-1.00
Soulou	10.94	-0.10	-1.01			-0.06	-0.03	-0.04	-0.05	0.00	0.00

* 1950-1989

Tableau 4.3 : Synthèse de l'évolution surfacique mesurée au niveau du front lagunaire des principales mangroves de Mayotte entre 1950 et 2003. Ce tableau présente, pour chacune des entités : la surface de la mangrove en 2003, l'évolution surfacique de la mangrove sur son front lagunaire (ha) entre les séries photographiques temporellement les plus espacées, l'évolution des mangroves au front lagunaire (ha) entre deux clichés consécutifs et l'évolution moyenne au front lagunaire des mangroves (%^{an}⁻¹) entre deux campagnes photographiques successives.

2.3.1. Evolution des fronts lagunaires des mangroves entre 1950 et 1969

Comme pour l'évolution des fronts terrestres, la dynamique des fronts lagunaires n'a pu être évaluée pour l'ensemble des mangroves entre 1950 et 1969 en raison de l'absence ou d'une qualité médiocre des photographies aériennes couvrant certaines entités. Parmi les 14 mangroves observables, 5 affichent une régression de leur front lagunaire (Fig. 4.35a). Les reculs des fronts lagunaires peuvent être soit très faibles comme pour la mangrove de Hajangoua-sud (-0,06 ha) ou celle de Mzouazia (-0,03 ha), soit assez conséquents comme pour la mangrove de Mronabéja (-0,46 ha) ou considérables à l'exemple des mangroves de Dapani (-3,01 ha) et de la Baie de Bouéni (-2,67 ha). La totalité des mangroves avec un front lagunaire en régression se localisent dans la partie sud de l'île. A l'inverse, 7 mangroves présentent une extension faible à modérée de leur surface au niveau de leur marge lagunaire. Ces mangroves se répartissent sur l'ensemble des côtes mahoraises mais plus particulièrement sur les côtes nord et est (Longoni : +0,24 ha ; Majicavo Lamir : + 0,40 ha, Mgombani-Baobab : +0,05 ha ; Bandrélé : +0,30 ha ; Kani Kéli : +0,38 ha ; Chiconi : +0,04 ha et Tsingoni : +0,27 ha). Enfin les mangroves de Miangani et de Dembéni affichent une stabilité de leur front lagunaire.

2.3.2. Evolution des fronts lagunaires des mangroves entre 1969 et 1989

Au cours de l'intervalle 1969-1989 (Fig. 4.35b), l'évolution des marges lagunaires de l'ensemble des 23 mangroves retenues a été mesurée. En fonction de la côte considérée, l'évolution des fronts lagunaires des mangroves apparaît contrastée. L'ensemble des mangroves de la côte nord montre une stabilité (Bandraboua, Miangani) ou une légère avancée du front lagunaire (Dzoumogné : +0,28 ha ; Longoni : +0,01 ha ; Kangani : +0,20 ha ; Majicavo Koropa : +0,06 ha et Majicavo Lamir : +0,02 ha). Sur la côte est, l'évolution des fronts lagunaires est plus contrastée. Deux mangroves montrent un recul de leurs formations externes. Cette érosion apparaît très restreinte pour la mangrove de Hajangoua-sud (-0,07 ha) ou très importante à l'instar de celle de Passamaïnti-Tsoundzou (-3,26 ha). Le front lagunaire de la mangrove d'Ironi Bé apparaît stable. A l'opposé de l'évolution observée sur la côte nord, la totalité des mangroves de la côte sud de Mayotte affichent une régression de leurs formations externes. Ce recul est relativement modéré pour la mangrove de Mzouazia (-0,25 ha) mais est considérable pour celles de Dapani (-2,39 ha), de Mronabéja (-1,69 ha) et de Kani Kéli (-1,08 ha) où l'on constate, à l'inverse de la période précédente marquée par une extension des formations pionnières, un retrait du front lagunaire.

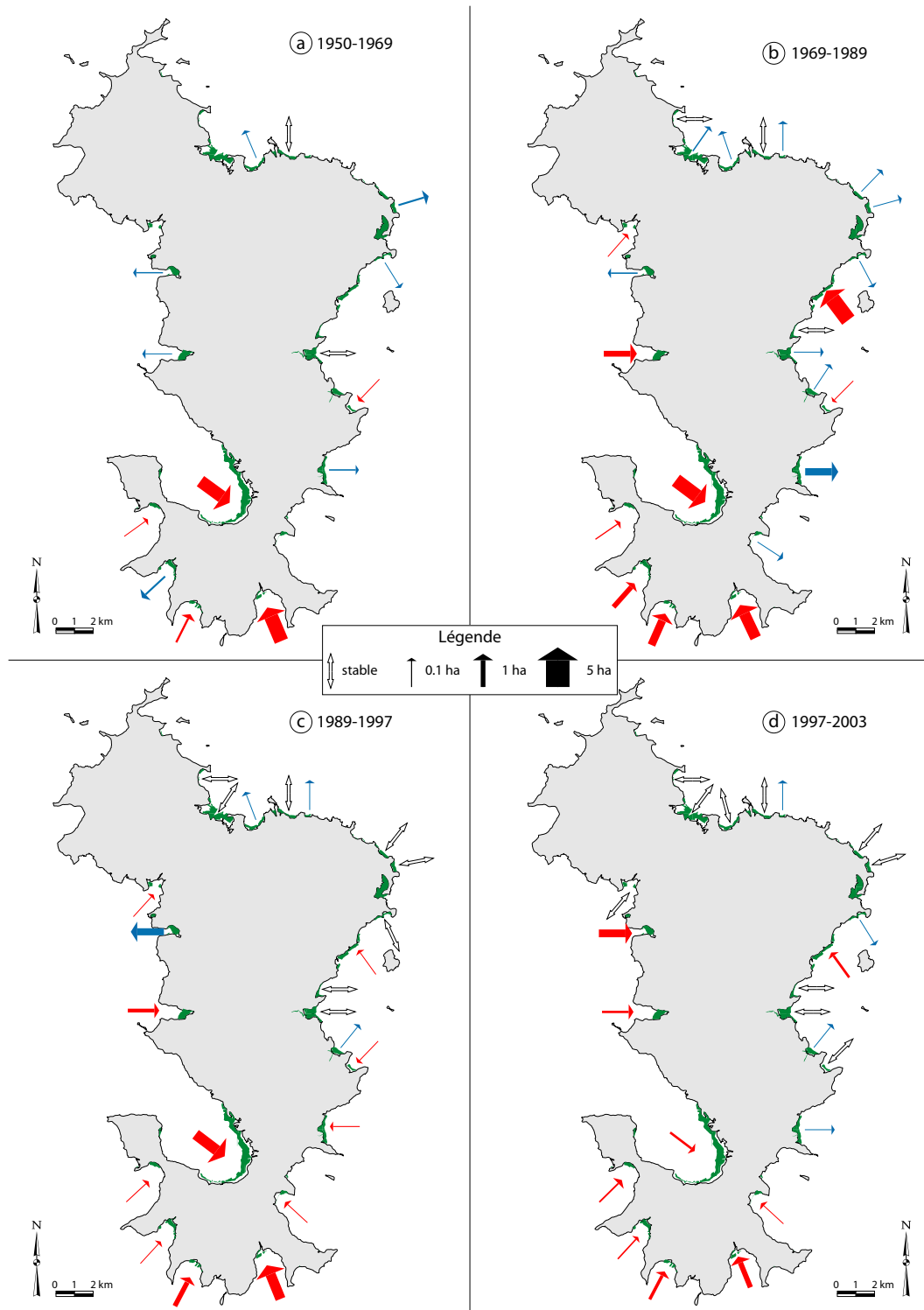


Figure 4.35 : Evolution surfacique des mangroves au niveau des front lagonaire (ha) pour la période 1950-1969 (a), 1969-1989 (b) 1989-1997 (c) et 1997-2003 (d). Une flèche de couleur rouge et orientée vers la terre représente une régression du front lagonaire. Une flèche de couleur bleue et orientée vers le lagon représente une colonisation par les palétuviers de l'estran vers le large. La largeur des flèches est proportionnelle à la valeur de l'évolution mesurée et présentée dans le tableau 4.3.

Sur la côte ouest, seule la mangrove de Tsingoni présente une dynamique positive (+0,30 ha). Les trois autres mangroves sont caractérisées par une régression plus ou moins marquée des formations externes et un recul de leur front lagunaire (Baie de Bouéni : -2,92 ha ; Chiconi : -1,23 ha et Soulou : -0,06 ha).

2.3.3. Evolution des fronts lagunaires des mangroves entre 1989 et 1997

A l'instar de la période précédente, l'évolution des mangroves de la côte nord entre 1989 et 1997 est marquée par une stabilité (Bandraboua, Dzoumogné, Miangani, Majicavo Koropa et Majicavo Lamir) ou une très légère progression des fronts lagunaires (Longoni : +0,08 ha, Kangani +0,03 ha) (Fig. 4.35). Sur la côte est, une seule mangrove présente une extension de ces formations externes (Hajangoua Iloni : +0,10 ha) ; les fronts lagunaires des autres mangroves sont stables (Mgombani-Baobab, Ironi Bé, Dembéni) ou en très légère régression (Passamaïnti-Tsoundzou : -0,01 ha ; Hajangoua-sud : -0,01 ha ; Bandrélé : -0,19 ha et Mounyambani -0,10 ha). Les mangroves de la côte sud présentent, identiquement à la période précédente 1969-1989, une régression pouvant être considérable de leur marge lagunaire (Dapani : -2,18 ha ; Mronabéja : -1,04 ha ; Kani Kéli : -0,10 ha et Mzouazia : -0,19 ha). Enfin sur la côte ouest, la dynamique des fronts externes reste identique à l'intervalle précédent. Les mangroves de la Baie de Bouéni (-2,28 ha) et celle de Chiconi (-0,80 ha) affichent un recul important de leur marge lagunaire alors qu'il reste faible pour celle de Soulou (-0,04 ha). Inversement, la mangrove de Tsingoni montre une avancée importante du front lagunaire et une augmentation surfacique considérable des formations externes (+1,48 ha).

2.3.4. Evolution des fronts lagunaires des mangroves entre 1997 et 2003

Durant ce dernier intervalle, l'évolution des marges lagunaires des mangroves reste dans l'ensemble identique aux périodes antérieures même si quelques nuances apparaissent. Les mangroves de la côte nord affichent une stabilité de leur front lagunaire et aucun mouvement n'est détectable pour les mangroves de Bandraboua, Dzoumogné, Longoni, Majicavo Koropa et Majicavo Lamir. Seule la mangrove de Kangani montre une légère extension de ces formations externes (+0,06 ha) en direction du lagon. Sur la côte est, deux mangroves présentent un recul de leur front lagunaire : Passamaïnti-Tsoundzou (-0,54 ha) et Mounyambani (-0,14 ha) comme entre 1989 et 1997, alors que la mangrove de Bandrélé, qui présentait précédemment en faible recul de son front lagunaire, montre une très légère

extension de ses formations externes (+0,05 ha). Les marges lagunaires des mangroves de Hajangoua Iloni (+0,03 ha) et de Mgombani-Baobab (+0,06 ha) sont également caractérisées par une évolution positive. Les trois autres mangroves de la côte orientale de Mayotte montrent une stabilité de leur front maritime (Ironi Bé, Dembéni et Hajangoua-sud). Les mangroves du sud de Mayotte affichent toujours, comme lors des intervalles précédents, des pertes surfaciques conséquentes et un net recul de leur front lagunaire (Dapani : -1,65 ha ; Mronabéja : -0,68 ha ; Kani Kéli : -0,31 ha et Mzouazia : -0,35 ha). Sur la côte ouest de l'île, contrairement à la période précédente, la mangrove de Tsingoni est marquée par un important recul du front lagunaire et une perte surfacique conséquente (-1,65 ha). Les mangroves de la Baie de Bouéni (-0,51 ha) et de Chiconi (-0,48 ha) sont toujours caractérisées par une érosion des formations externes de la mangrove et un recul de leur marge lagunaire, alors que celle de la mangrove de Soulou est stable.

2.3.5. Evolution des fronts lagunaires des mangroves entre 1950 et 2003

Sur la totalité de la période d'analyse (Fig. 4.36), l'ensemble des mangroves localisées sur la côte nord de Mayotte montrent une stabilité (mangrove de Bandraboua et de Miangani) ou une évolution positive de leur marge lagunaire avec une extension des formations pionnières vers le large (Dzoumogné : +0,28 ha ; Longoni : +0,24 ha ; Kangani : +0,29 ha ; Majicavo Koropa : +0,06 ; Majicavo Lamir : +0,42). Sur la côte est, la dynamique des marges maritimes des mangroves est plus diversifiée, mais les fronts lagunaires stables (Ironi Bé) ou en progression (Mgombani-Baobab : +0,18 ha ; Dembéni : +0,01 ha ; Hajangoua Iloni : +0,21 ha ; Bandrélé : + 1,71 ha) apparaissent majoritaires par rapport aux fronts en recul (Passamaïnti-Tsoundzou : -3,81 ha ; Hajangoua-sud : -0,14 ha ; et Mounyambani : -0,12 ha).

A l'inverse de la côte nord, les mangroves situées au sud de l'île affichent toutes un recul de leur front lagunaire. L'érosion des formations externes atteint 0,82 ha pour la mangrove de Mzouazia ; 1,11 ha pour celle de Kani Kéli ; 3,87 ha pour celle de Mronabéja et 8,67 ha pour la mangrove de Dapani où elle est maximale (Tab. 4.3). Enfin sur la côte ouest de l'île, seule la mangrove de Tsingoni se caractérise par une extension de sa marge lagunaire entre 1950 et 2003 (+0,40 ha), bien qu'un important changement de dynamique ait été récemment observé (Fig. 4.35d). A l'opposé, les autres mangroves du littoral occidental se caractérisent par un retrait prononcé de leur front lagunaire pour celles de la Baie de Bouéni (-8,38 ha) et de Chiconi (-2,47 ha) ou plus limité pour la mangrove de Soulou (-0,10 ha).

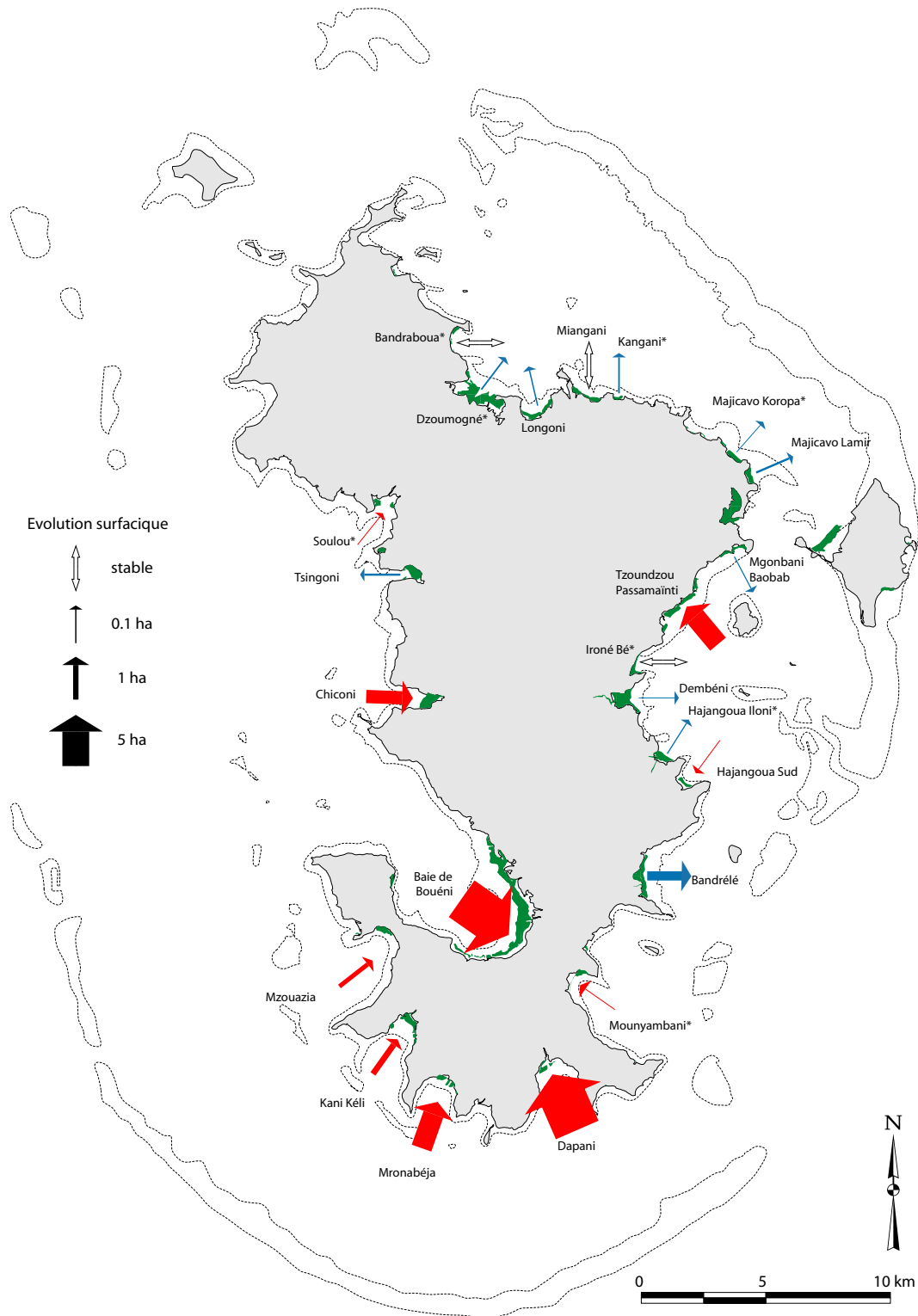


Figure 4.36 : Evolution surfacique des mangroves au niveau du front lagunaire en hectare sur la période 1950-2003 (* 1969-2003). Une flèche de couleur rouge et orientée vers la terre représente une régression du front lagunaire. Une flèche de couleur bleue et orientée vers le lagon représente une colonisation par les palétuviers de l'estran au niveau de la bordure externe d'une mangrove. La largeur des flèches est proportionnelle à la valeur de l'évolution présentée dans le tableau 4.3.

Au total, sur les 23 mangroves retenues pour cette étude, 13 mangroves sont caractérisées par une stabilité ou évolution positive de leur marge lagonaire avec une extension des formations pionnières vers le large. Ces 13 mangroves se localisent toutes sur les côtes nord et est de l'île (exceptée celle de Tsingoni située sur la côte ouest). A l'opposé, 10 mangroves sont marquées par un recul du front lagonaire et une disparition des peuplements externes. Ces mangroves se localisent essentiellement sur les côtes ouest et sud de l'île où la totalité des fronts lagonaire est en régression mais également sur la côte est où 3 mangroves affichent également un recul de leur marge maritime et une disparition d'une partie de leurs formations pionnières.

Depuis 1950, il apparaît un fort contraste entre l'évolution des mangroves du nord de l'île et celles du sud. Il semble exister une relation entre l'orientation des fronts lagonaire des mangroves et l'évolution constatée et mesurée. La [figure 4.37](#) présente une schématisation de l'évolution des fronts maritimes des mangroves en rapport avec leur exposition. La différence de comportement entre les fronts lagonaire des mangroves exposées au sud et à l'ouest et ceux des mangroves exposées au nord nord-est est clairement mise en évidence. Les fronts lagonaire des mangroves exposées au sud et à l'ouest sont majoritairement en régression. Ils sont caractérisés par la présence de nombreux fronts d'érosion et les changements apparaissent assez prononcés pour mener à des modifications substantielles des processus géomorphologiques dominants et de la dynamique des habitats. A l'inverse, les fronts des mangroves orientées aux secteurs nord et nord-est présentent des formations pionnières stables ou en légère progression. La colonisation des vasières par les palétuviers s'effectue à partir des fronts de mangroves et progresse lentement vers le large. Ces deux types d'évolutions contrastées, progressif et régressif, reflètent la dichotomie dynamique et morphosédimentaire du littoral mahorais.

Ces différentes évolutions sont déterminées par une combinaison complexe de nombreux paramètres. L'ajustement sédimentaire, le développement, la structuration et le fonctionnement des mangroves sont en grande partie sous l'influence des processus hydrodynamiques et des interactions entre ces derniers et les réserves sédimentaires. Toutefois, cette dynamique complexe est diversement influencée par des interventions humaines, cause majeure des pertes de surface notamment des mangroves à l'échelle mondiale ([Valeila et al., 2001](#) ; [Alongi, 2002](#)). Cette complexité inhérente à la dynamique des mangroves se trouve renforcée dans un environnement récifal comme celui de Mayotte. Les interactions entre les processus dynamiques et les récifs contrôlent l'énergie potentielle des agents géomorphologiques responsables, en grande partie, de l'évolution des mangroves. Le

recueil d'informations sur ces phénomènes est indispensable à la compréhension de la dynamique des mangroves et des formes sédimentaires associées. Une meilleure identification de ces paramètres permettra éventuellement des analyses statistiques plus affinées de la dynamique des mangroves de Mayotte.

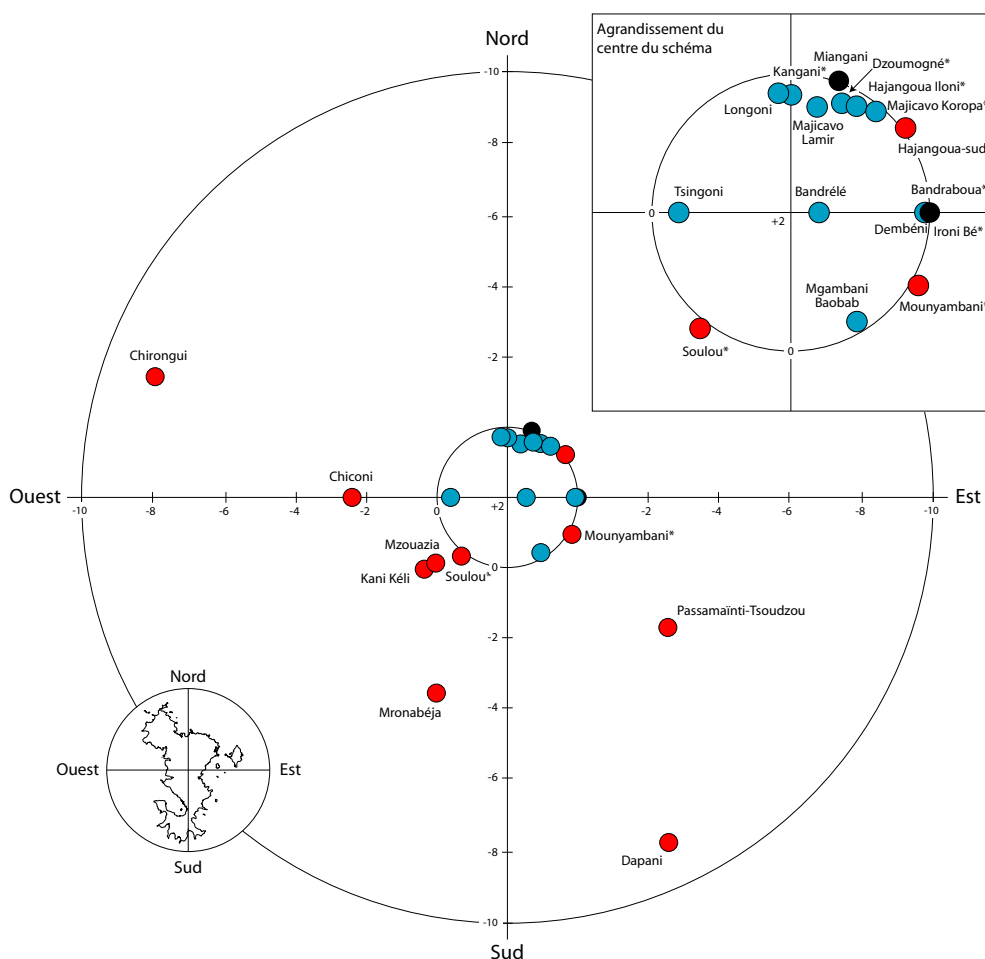


Figure 4.37 : Schéma de synthèse de l'évolution des marges lagonaires des mangroves de Mayotte entre 1950 et 2003 (*1969 et 2003). Chaque mangrove est représentée par un point déterminé en fonction de l'orientation du front maritime de la mangrove et de la valeur de l'évolution mesurée (en ha) présentée dans le tableau 4.3. Les couleurs représentent les différentes évolutions des marges lagonaires des mangroves (bleu : extension, rouge : recul, noir : stabilité). La différence de comportement entre les fronts lagonaires des mangroves exposées au sud et à l'ouest et ceux des mangroves exposées au nord est clairement mise en évidence.

Synthèse et conclusion

L'analyse diachronique des photographies aériennes verticales de 1950 à 2003 a permis d'estimer les rythmes d'évolution des mangroves de Mayotte. Notre étude met en évidence une grande variabilité évolutive et de nettes différences spatiales de la dynamique des mangroves mahoraises depuis un demi-siècle. Parmi les 23 sites suivis, 11 mangroves présentent une augmentation de la surface de leurs formations végétales, 11 autres montrent une diminution surfacique et enfin une mangrove apparaît stable sur la période 1950-2003. Au final, l'évolution globale des mangroves étudiées montre une diminution surfacique de 5 % au cours des dernières décennies.

Les caractéristiques de ces évolutions sont très diversifiées en fonction de la situation géographique des mangroves et l'étude montre une grande variabilité de la dynamique de leurs marges terrestres et lagonaires. A l'arrière des mangroves proches des principales agglomérations de Mayotte (Mamoudzou, Chiconi-Mangajou et Bandrélé), les impacts humains directs ont été identifiés dans cette étude comme étant les causes essentielles de la diminution des surfaces des formations végétales (déboisement et remblaiement pour le développement urbain ou industriel). Dans une moindre mesure, le défrichement et la coupe de palétuviers semblent être également responsables de l'évolution négative des marges terrestres des mangroves localisées à proximité de certains villages (Kani Kéli, Mronabéja, villages voisins de la mangrove de la Baie de Bouéni). A l'opposé, la colonisation des tannes par les palétuviers est une évolution répandue sur l'ensemble du littoral de Mayotte depuis 1950 lorsque les mangroves ne se situent pas au voisinage immédiat des habitations. Cette tendance est également observable depuis une dizaine d'années pour les tannes proches des villages, vraisemblablement en raison de l'arrêt de l'utilisation des tannes par les populations et des politiques de préservation des mangroves mises en place au début des années 2000. **L'évolution des bordures terrestres des mangroves semble être principalement commandée par la présence ou l'absence de pressions anthropiques.**

Pour les marges maritimes des mangroves, la comparaison des séries de photographies aériennes a permis de distinguer l'opposition entre l'évolution des mangroves du sud de l'île, caractérisées par une régression de leurs formations externes, et l'évolution des fronts maritimes des mangroves du nord marquées par une stabilité ou une extension vers le large. Plus précisément, il semble exister une relation entre l'orientation des fronts lagonaires des mangroves et l'évolution mesurée depuis 1950. **La forte érosion mesurée sur les marges lagonaires des mangroves exposées à une direction comprise entre le sud-est et l'ouest**

s'oppose à celles dont le front maritime est orienté entre les secteurs nord à est et qui présentent des formations pionnières stables ou en extension.

L'évolution générale régressive constatée à Mayotte n'est pas une tendance exclusivement locale, elle s'inscrit dans une problématique observable également au niveau régional et mondial. Dans l'ouest de l'océan Indien, les côtes d'Afrique de l'Est (Taylor *et al.*, 2003) et de Madagascar montrent, de la même manière, une diminution de surface de leurs mangroves. Dans ce dernier pays, la surface des mangroves a été réduite de 7 % entre 1975 et 2005 (Giri et Muhlhausen, 2008) et de plus de 40 % pour certaines entités (Rakotomavo *et al.*, soumis). A l'échelle globale, plus du tiers de la surface des mangroves a été perdu depuis une vingtaine d'années (Valiela, 2001 ; Alongi, 2002). Comme pour Mayotte, les facteurs responsables, au niveau régional et global, de la réduction surfacique des mangroves sont multiples et d'origine naturelle et/ou anthropique, cependant il apparaît que les principales menaces proviennent des fortes pressions humaines exercées sur ces environnements.

Chapitre 5

LES AGENTS METEO-MARINS ET L'HYDRODYNAMISME LAGONAIRE

Introduction

L'hydrodynamisme dans le lagon de Mayotte est principalement gouverné par la marée, le vent et la houle océanique lorsque celle-ci pénètre par-dessus les récifs coralliens. L'influence de l'océan sur le lagon via les récifs barrières est cependant encore mal connue. Cette houle, qui pénètre par-dessus les récifs barrières, constitue la principale source d'énergie responsable des mouvements sédimentaires sur les littoraux qu'il convient de caractériser et de quantifier. Les interactions complexes entre les houles incidentes et les récifs coralliens impliquent des processus qui modulent la répartition spatiale de l'énergie de ces vagues incidentes (Daly et Brander, 2006 ; Kench et Brander, 2006 ; Anthony, 2009). Le recueil d'informations sur ces interactions est indispensable à la compréhension de la morphodynamique littorale dans ce type de milieu mixte à mangroves et à récifs coralliens comme peut l'être le lagon de Mayotte. Ce chapitre porte sur la caractérisation des agents de forçages météo-marins et sur l'analyse des processus hydrodynamiques dans le complexe récifo-lagunaire de Mayotte, en se focalisant sur leurs variabilités spatiales et temporelles. Après avoir effectué une analyse approfondie des données météorologiques et hydrodynamiques générales disponibles pour la région de Mayotte, deux campagnes de mesures hydrodynamiques ont été menées au sein des récifs et du lagon dans différentes conditions de forçages hydrodynamiques afin de répondre aux objectifs initiaux.

1. Caractérisation des conditions météo-marines de la région de Mayotte

1.1. Caractérisation du régime des vents

Les conditions météorologiques jouent un rôle fondamental dans l'évolution des côtes à sédiments fins. Le vent, en générant des vagues et des courants, contribue au transport des sédiments et aux processus morphodynamiques opérant sur les formes littorales. Il s'agit donc

à partir des données de vent (1951-2007) de caractériser le climat de vent général qui affecte la région de Mayotte.

1.1.1. Régime général des vents

La figure 5.1 présente le climat général des vents obtenu à partir de l'analyse des données de vents (direction et vitesse hémihoraires du vent pour la période 1951-2007) issues de la station météorologique Météo-France de Pamandzi localisée sur Petite Terre, seule station de Mayotte possédant un anémomètre. Une première analyse de ces paramètres généraux des vents permet de discerner, en regroupant les vents en 4 secteurs principaux (secteur nord : NW- NNE ; secteur est : NE-ESE ; secteur sud : SE-SSW et secteur ouest : SW-WNW), une nette dominance des vents en provenance du secteur SE-SSW (environ 50 % de l'action du vent), suivis des vents de secteur NW-NNE (environ 19 %) alors que les vents de secteurs NE-ESE et SW-WSW participent respectivement à environ 14,5 % et 16,5 %. Les vitesses moyennes des vents (Fig. 5.1b) montrent des valeurs relativement peu élevées dans l'ensemble. Les vitesses moyennes sont maximales pour les vents du secteur SE-SSW avec $4,3 \text{ m.s}^{-1}$ et $3,7 \text{ m.s}^{-1}$ pour le secteur SW-WNW. Les vents des secteurs NW-NEE et NE-ESE sont caractérisés par les vitesses moyennes les plus faibles, de l'ordre de 3 m.s^{-1} . Les valeurs maximales absolues de la vitesse des vents sont enregistrées pour les secteurs SW-WNW et NE-ESE (Fig. 5.1c).

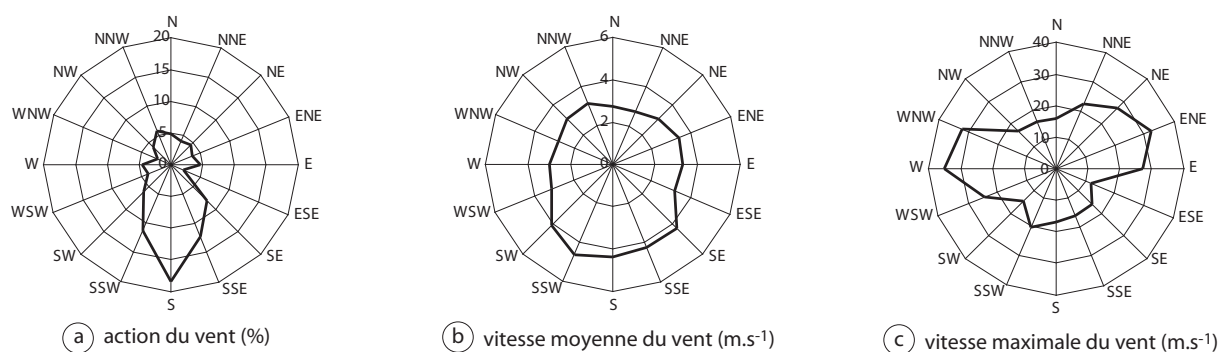


Figure 5.1 : Caractéristiques générales des vents pour la région de Mayotte pour la période (1951-2007), (a) magnitude relative de l'action du vent en %, (b) vitesse moyenne du vent (m.s^{-1}) et (c) vitesse maximale du vent (m.s^{-1}) d'après l'analyse des données fournies par Météo-France.

1.1.2. Caractéristiques mensuelles du régime des vents

Le régime général des vents au cours de l'année peut être divisé en quatre périodes aux caractéristiques éoliennes distinctes et en liaison avec le renversement saisonnier des flux

de mousson. La première période, janvier et février, correspond au flux humide de mousson (localement connu sous le vocable de *Kashkasi*) avec une dominance des vents de NW-NNE qui représentent près de 55 % pour cette période (Tab. 5.2) et qui correspondent aux vitesses moyennes les plus fortes, de l'ordre de $4,10 \text{ m.s}^{-1}$ (Tab. 5.3). Les vents au cours de ces mois se distinguent par leur instabilité, avec des périodes calmes suivies de fortes rafales accompagnant le passage de grains orageux. Cette saison se caractérise par une prédominance des vents faibles de vitesse inférieure à 4 m.s^{-1} . Au cours de l'intersaison du *Mutulahi* (mars), période de transition entre le flux de mousson (de provenance NW-NNE) et le flux d'alizés (de provenance SE-SSW), les conditions calmes sont prédominantes (environ 26,04 % ; Tab. 5.1) et les directions des vents sont très variables (Fig. 5.2). Les vitesses moyennes des vents sont faibles avec un maximum pour la direction ENE ($3,26 \text{ m.s}^{-1}$; Tab. 5.3). D'avril à septembre, la dominance des vents de secteur SE-SSW est bien visible. L'alizé s'établit progressivement au secteur SE-SSW en avril puis s'intensifie au cœur de la saison sèche (*Kusi*, de mai à août) pendant laquelle ces vents représentent près de 80 % (Tab. 5.2).

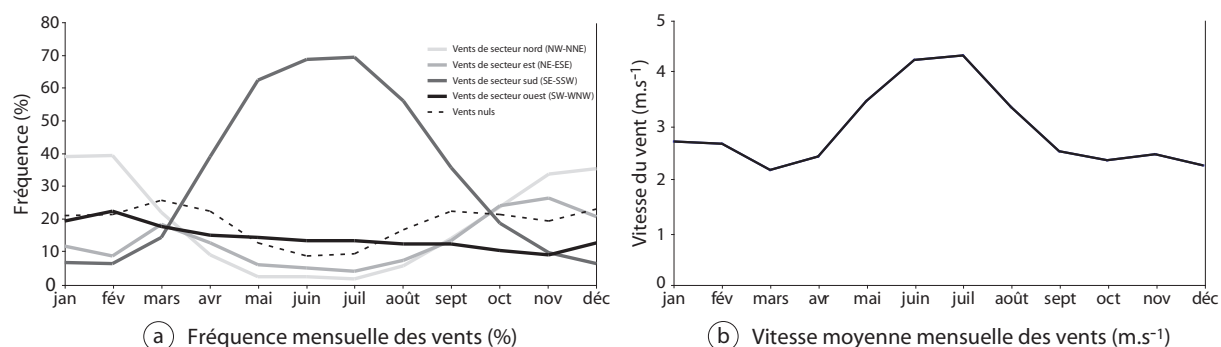


Figure 5.2 : Caractéristiques mensuelles des vents à Mayotte. a) Fréquence mensuelle des vents par secteur en %, b) vitesse moyenne des vents (m.s^{-1}) d'après l'analyse des données fournies par Météo-France. L'alternance des vents de mousson de secteur NW-NNE et d'alizés de secteur SE-SSW est bien visible ainsi que la dominance du flux d'alizés en termes de fréquence et de vitesse de vent.

C'est au cours de cette période que l'on observe également les vitesses moyennes maximales avec une augmentation des valeurs vers le cœur de la saison des alizés (environ $5,30 \text{ m.s}^{-1}$ pour les mois de juillet et août pour les vents de S, Tab. 5.3 et Fig. 5.2b). D'une manière générale, cette saison est caractérisée par des vents très réguliers de vitesses moyennes et les vitesses maximales atteintes au cours de cette période sont relativement modérées de l'ordre de $14 \text{ à } 20 \text{ m.s}^{-1}$ (Tab. 5.4). Ces vents de secteurs sud sont dominants à Mayotte aussi bien en termes de vitesse moyenne, de vent que de fréquence (Fig. 5.1.a et b ;

Fig. 5.2a et b). La dernière période correspond au mois d'octobre à décembre avec l'établissement progressif des vents de mousson de secteur N-NE (*Myombeni*) et leur évolution à partir de décembre au NNW. Les vitesses maximales (Tab. 4.4) sont observées principalement au cours de cette période et celle du *Kashkasi* (janvier et février). Elles sont générées lors de passages à proximité de Mayotte de tempêtes tropicales ou de cyclones (35 m.s^{-1} le 12 janvier 1953, 32 m.s^{-1} le 20 décembre 1961). Cependant, ces événements peuvent également se produire lorsque les conditions restent favorables, au mois d'avril (32 m.s^{-1} avec le cyclone Kamisy le 10 avril 1984). Les provenances préférentielles de ces vents cycloniques (Fig. 5.1.c) semblent indiquer un passage des tempêtes et cyclones tropicaux au nord ou au sud de Mayotte dans une direction NE-SW. Ces observations sont en accord avec les trajectoires des événements météorologiques de forte intensité observés dans la région de Mayotte (Fig. 2.9). Enfin, il convient d'ajouter à ces principales caractéristiques les vents locaux qui résultent de l'influence des reliefs et de leurs orientations et les phénomènes de brises côtières thermiques relativement modérées à Mayotte en raison de la faible surface des terres et du relief limité.

Les tableaux 5.1, 5.2, 5.3 et 5.4 présentent une synthèse des caractéristiques mensuelles du climat de vent par directions. Une représentation graphique du tableau 5.2 est proposée en annexes 2.

Tableau 5.1 : Occurrence relative mensuelle des vents par direction et période de vent nul (%), en gras les valeurs maximales.

	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sep	Oct	Nov	Déc
N	10,39	10,68	5,76	3,15	0,78	0,83	0,37	1,83	4,69	7,36	10,81	10,22
NNE	5,86	4,31	4,97	2,02	0,73	0,45	0,38	1,00	3,25	7,59	12,54	10,01
NE	4,36	2,89	5,48	2,62	0,95	0,50	0,47	0,71	3,49	8,87	12,94	8,19
ENE	3,09	2,16	5,20	2,71	0,76	0,83	0,59	0,89	2,90	6,18	6,78	5,97
E	3,34	3,09	5,93	4,91	2,74	2,01	1,55	2,72	4,40	7,00	5,75	5,55
ESE	1,15	0,92	2,14	2,75	1,79	1,93	1,90	3,26	3,00	2,24	1,45	1,44
SE	1,51	1,27	3,01	6,59	8,73	10,82	11,76	10,55	5,96	3,32	1,68	1,56
SSE	1,50	1,09	3,20	9,32	15,71	18,00	19,22	15,60	9,26	4,38	1,87	1,16
S	2,36	2,36	5,27	15,24	24,33	25,33	25,33	19,86	13,28	7,24	3,60	2,29
SSW	1,72	1,83	3,35	8,20	14,31	15,28	13,78	10,52	7,71	4,22	2,97	1,70
SW	1,97	2,12	3,01	5,84	8,04	7,74	6,62	5,48	4,63	2,78	2,12	1,47
WSW	3,59	3,25	4,69	4,48	4,16	3,56	4,52	3,93	3,50	2,50	2,38	2,45
W	8,16	10,47	7,24	3,97	2,08	1,92	1,94	2,48	3,35	3,25	2,75	5,78
WNW	6,13	6,92	3,11	1,07	0,49	0,60	0,55	0,92	1,37	2,23	1,99	3,47
NW	10,33	10,81	4,91	1,50	0,60	0,60	0,70	1,27	2,47	3,49	3,74	6,17
NNW	13,06	14,13	6,70	2,81	0,69	0,68	0,70	2,04	3,87	5,64	7,01	9,29
Calme	21,49	21,69	26,04	22,81	13,13	8,93	9,62	16,96	22,88	21,69	19,62	23,29
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tableau 5.2 : Magnitude mensuelle relative de l'action du vent (%) par direction, en gras les valeurs maximales.

	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sep	Oct	Nov	Déc
N	14,58	10,65	7,01	2,05	0,32	0,19	0,12	0,83	2,80	6,53	10,54	12,28
NNE	6,24	4,62	5,66	1,76	0,42	0,19	0,22	0,53	3,02	8,23	15,31	12,08
NE	4,45	2,68	7,14	2,80	0,80	0,38	0,30	0,52	3,93	11,99	18,60	10,46
ENE	3,72	2,38	7,72	2,90	0,52	0,57	0,47	0,69	4,10	9,26	10,21	9,21
E	3,94	3,42	8,54	5,73	2,37	1,71	1,36	2,75	5,47	10,81	8,23	8,42
ESE	1,24	0,99	2,64	3,09	1,50	1,80	1,83	3,60	3,47	2,86	1,74	1,73
SE	1,74	1,27	3,92	9,15	10,75	12,75	13,87	14,85	8,89	4,57	2,02	1,75
SSE	1,47	1,15	4,03	14,08	18,13	20,49	22,17	21,01	13,50	6,10	2,20	1,59
S	2,86	2,78	7,54	22,59	29,87	29,79	30,24	26,29	21,05	11,52	5,44	3,38
SSW	1,95	2,43	4,84	14,20	19,99	18,84	16,73	14,94	13,54	6,80	4,42	2,53
SW	2,08	2,15	4,21	8,77	9,71	8,77	7,27	6,97	7,82	3,96	3,21	1,74
WSW	4,21	4,27	6,93	4,78	3,54	2,85	3,68	3,55	3,65	2,90	2,87	2,97
W	10,97	14,91	10,70	3,72	1,23	1,05	1,07	1,57	2,92	3,33	2,82	7,77
WNW	7,66	8,59	4,14	1,04	0,21	0,21	0,21	0,43	1,08	1,83	1,75	4,16
NW	13,41	16,27	6,04	0,99	0,33	0,16	0,22	0,53	1,94	3,53	3,64	7,88
NNW	19,49	21,44	8,96	2,34	0,30	0,24	0,23	0,94	2,81	5,78	7,01	12,06
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tableau 5.3: Vitesse moyenne mensuelle du vent (m.s⁻¹) par direction, en gras les valeurs maximales.

	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sep	Oct	Nov	Déc
N	3,31	2,84	2,51	2,11	1,36	1,55	1,21	1,49	1,91	2,30	2,70	2,63
NNE	2,96	2,88	2,50	2,24	2,01	1,83	2,47	1,78	2,31	2,55	2,96	2,74
NE	2,83	2,60	2,86	2,68	2,95	3,25	2,78	2,47	2,79	3,18	3,48	2,90
ENE	3,34	3,01	3,26	2,81	2,40	2,87	3,45	2,60	3,48	3,52	3,65	3,50
E	3,27	3,00	3,16	2,86	3,03	3,58	3,81	3,42	3,06	3,59	3,49	3,44
ESE	2,99	2,72	2,70	2,76	2,94	3,90	4,20	3,72	2,89	2,98	2,95	2,73
SE	3,19	2,81	2,86	3,31	4,31	5,02	5,14	4,74	3,77	3,23	3,03	2,54
SSE	2,72	2,75	2,76	3,59	4,04	4,85	5,03	4,54	3,71	3,27	2,96	3,10
S	3,36	3,13	3,14	3,54	4,29	5,03	5,20	4,46	3,99	3,74	3,67	3,35
SSW	3,13	3,32	3,17	4,13	4,89	5,32	5,29	4,79	4,44	3,79	3,63	3,38
SW	2,94	2,79	3,07	3,62	4,23	4,86	4,79	4,29	4,21	3,34	3,78	2,68
WSW	3,26	3,38	3,24	2,66	2,97	3,46	3,56	3,05	2,62	2,72	2,98	2,76
W	3,73	3,70	3,25	2,28	2,06	2,30	2,40	2,14	2,19	2,41	2,49	3,05
WNW	3,47	3,26	2,92	2,42	1,52	1,53	1,65	1,59	1,99	1,93	2,19	2,72
NW	3,60	4,00	2,70	1,70	1,92	1,15	1,38	1,41	1,95	2,37	2,36	2,90
NNW	4,14	4,05	2,93	2,06	1,51	1,47	1,45	1,56	1,83	2,41	2,48	2,95

Tableau 5.4 : Vitesse maximale mensuelle du vent (m.s⁻¹) par direction, en gras les valeurs maximales.

	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sep	Oct	Nov	Déc
N	16,00	13,30	13,00	10,00	4,00	7,00	3,00	5,00	7,00	7,00	7,20	10,00
NNE	22,00	10,00	13,00	7,00	7,00	5,10	9,00	4,00	7,00	10,00	13,00	10,00
NE	7,20	9,20	12,00	9,00	8,00	9,00	9,00	7,00	8,00	11,00	27,00	7,00
ENE	9,00	10,20	9,00	9,00	7,00	9,00	7,00	8,00	13,00	10,00	11,00	32,00
E	27,00	8,20	12,00	9,00	9,20	9,00	9,00	11,00	9,00	8,00	23,00	10,00
ESE	11,00	10,00	9,00	8,00	8,00	10,00	10,00	10,20	10,20	9,00	7,00	12,00
SE	13,00	8,00	8,00	10,00	10,00	13,00	12,00	13,00	9,00	10,00	16,00	8,20
SSE	15,00	6,00	10,00	11,00	11,00	14,00	16,00	14,00	13,00	9,00	10,00	9,00
S	16,00	16,00	11,00	13,00	13,00	14,00	17,00	13,00	11,00	10,00	13,00	9,20
SSW	8,00	8,20	10,00	19,00	14,00	14,00	20,00	14,00	13,00	9,20	11,00	10,00
SW	10,00	11,00	9,20	13,00	11,00	11,00	14,40	12,00	13,00	10,00	12,00	13,00
WSW	12,30	24,00	12,30	18,00	7,00	8,00	10,00	11,00	9,00	10,00	11,00	11,00
W	35,00	17,40	14,00	8,00	9,00	8,00	7,00	6,00	7,00	7,00	6,00	13,00
WNW	13,00	11,00	11,00	32,00	4,00	5,00	4,00	4,10	5,00	7,00	6,00	15,00
NW	16,00	14,00	16,00	17,00	6,00	3,00	4,00	5,00	6,00	7,00	7,00	12,00
NNW	16,00	13,30	14,00	12,00	7,00	7,00	4,00	5,00	6,00	7,20	7,00	10,20

1.2. Caractérisation des conditions hydrodynamiques générales

1.2.1. Les conditions hydrodynamiques de la région de Mayotte

Les informations sur le climat des vagues en eaux profondes dans le nord du canal du Mozambique sont limitées. Cette lacune peut, dans une certaine mesure, être compensée par l'examen de données locales de houles (11-15°S, 43-47°E ; période 1960-2000) issues de navires (VOS : *Voluntary Observing Ship*) et gracieusement fournies par le *Southern African Data Centre for Oceanography* (SADCO, Stellenbosch, Afrique du Sud) (Fig. 5.3). De telles mesures ont été récemment utilisées par Sheppard *et al.* (2005) pour la région des Seychelles. Ces données sont complétées par des mesures issues de l'altimétrie spatiale (AVISO). Globalement, d'après l'analyse de ces différentes données, le climat de houle est dominé par des vagues de hauteur inférieure à 1 m (55%) pour une période de 5 à 6 s caractéristique de vagues de fetch régional.

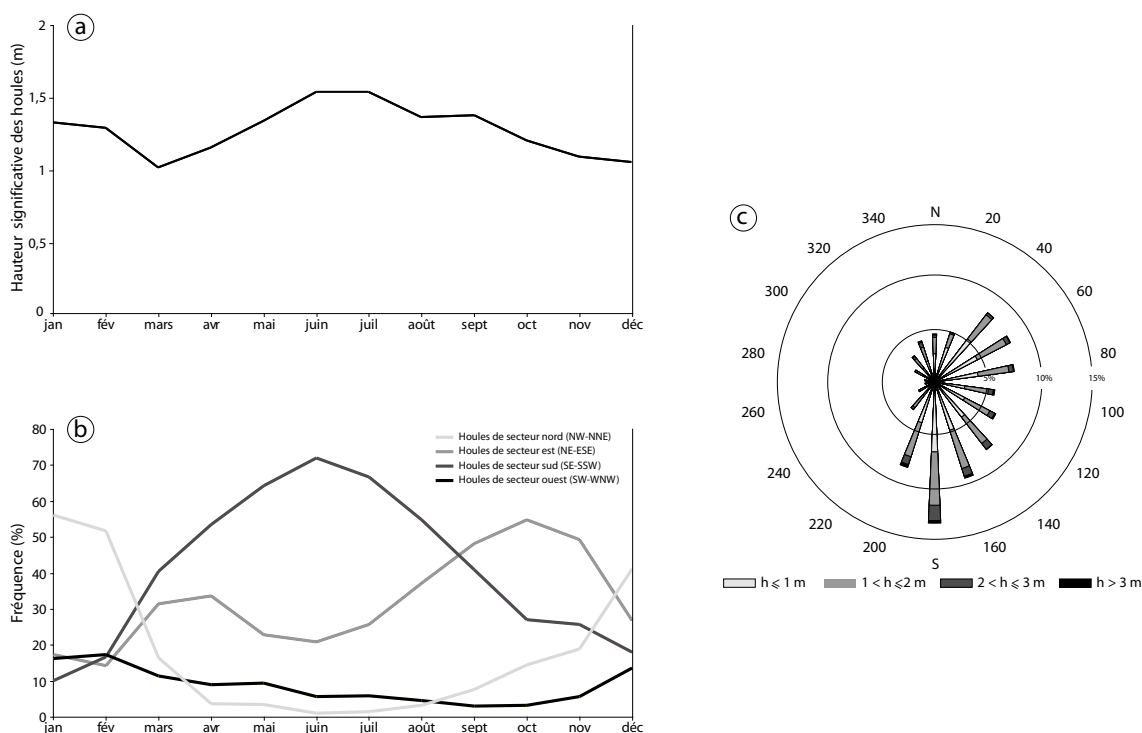


Figure 5.3: Caractéristiques des houles océaniques de la région de Mayotte (11-15°S, 43-47°E) pour la période 1960-2000 (données fournies par le *Southern African Data Centre for Oceanography*, Stellenbosch, Afrique du Sud). (a) Hauteur significative moyenne des houles en m. (b) Fréquence mensuelle des vents par secteur en %. (c) Rose des houles. L'alternance entre les houles de provenance nord (octobre-mars) et de provenance sud (avril-septembre) est bien visible ainsi que la dominance des houles du sud en termes de fréquence et de hauteur significative.

L'analyse des différentes données indique que les houles les plus fortes et les plus fréquentes proviennent du secteur sud et dans une moindre mesure du secteur nord-est. Il apparaît donc clairement que le climat de houles est fortement lié au renversement saisonnier des vents (Fig. 5.3 et 5.4). Au cœur de la saison humide (janvier et février), les vents de mousson de NW (*Kashkasi*) génèrent un régime de vagues modéré. Les houles les moins hautes (inférieures à 1 m) sont néanmoins dominantes (55 %) et les vagues de 1 à 2 m représentent ici environ 30 % des cas toutefois ; entre 10 et 15 % des vagues ont des hauteurs supérieures à 2 m. En accord avec la direction des vents dominants, les vagues au cours de cette période sont principalement de secteurs NW à NE (65 à 70 %). La fin de la saison humide et l'intersaison du *Mutulahi* sont caractérisées par le régime le plus calme avec des vagues inférieures à 1 m largement dominantes (60 à 70 %) alors que les vagues supérieures à 2 m sont très peu fréquentes (moins de 5 %). Au cours de cette période transitoire, les houles de secteur S deviennent progressivement dominantes entre mars et avril avec, néanmoins, une proportion de houle de NE assez importante notamment au mois de mars (35%, Fig.5.3b).

Lors de la saison fraîche et sèche, de mai à septembre, le régime saisonnier se caractérise par une plus grande agitation du plan d'eau (Fig. 5.3a). Les alizés plus soutenus et plus réguliers produisent de plus fortes vagues. Les vagues inférieures à 1 m représentent moins de 50 % des observations, celles comprises entre 1 et 2 m entre 40 et 44 % des cas et celles supérieures à 2 m entre 8 et 15 %. La provenance de ces vagues de mai à juillet est à plus de 60% de secteur S à SE (75 % pour le mois de juillet), puis à partir du mois d'août et surtout septembre, on observe une augmentation de la proportion des houles de secteur NE-ESE (30 à 45 %). Ces houles de secteur NE-ESE deviennent dominantes (60 à 65 %) lors de l'intersaison du *Myombeni* marquée par un régime de vagues calmes où les houles les moins hautes (inférieures à 1 m) sont fortement dominantes (50 à 60%). Les houles comprises entre 1 et 2 m représentent 30 à 35% et moins de 5 % des vagues ont une hauteur supérieure à 2 m.

Pour l'ensemble des données, les vagues supérieures à 3 m constituent environ 1,5 % des cas. Celles-ci sont sans doute à mettre en relation durant l'été austral (2,5% des houles en janvier) avec le passage de tempêtes tropicales ou de cyclones à proximité de Mayotte. Cependant, c'est au cours des mois de juin et juillet que la fréquence de ces vagues est la plus élevée, avec environ 3 % des données. Celles-ci sont générées lors de renforcements d'alizés qui peuvent générer des houles relativement importantes. En effet, en fonction de la position des anticyclones, il se produit des affaiblissements ou des renforcements de l'intensité des alizés, qui par conséquent induisent des variations cycliques de la hauteur des vagues à une

fréquence de 5 à 10 jours (Fig.5.4). Comme le mentionne Bosser (1998) pour la région des Caraïbes, les cyclones arrivent dans un climat de houle précédemment très calme. La brutale augmentation de la hauteur des vagues explique le caractère exceptionnel de ce phénomène et l'impact qu'il peut avoir sur le littoral. Les coups de vent qui ont lieu durant la saison sèche, de mai à septembre, arrivent dans un climat de houle déjà agité. Contrairement aux houles cycloniques, les hauteurs de houle s'accroissent progressivement avant d'atteindre leur maximum (Fig.5.4.). Cependant, l'analyse des fortes houles montre que les épisodes de renforcement des alizés ont généralement une durée d'action plus longue et une fréquence d'apparition plus élevée que les houles cycloniques et sont comparables en hauteur maximale atteinte.

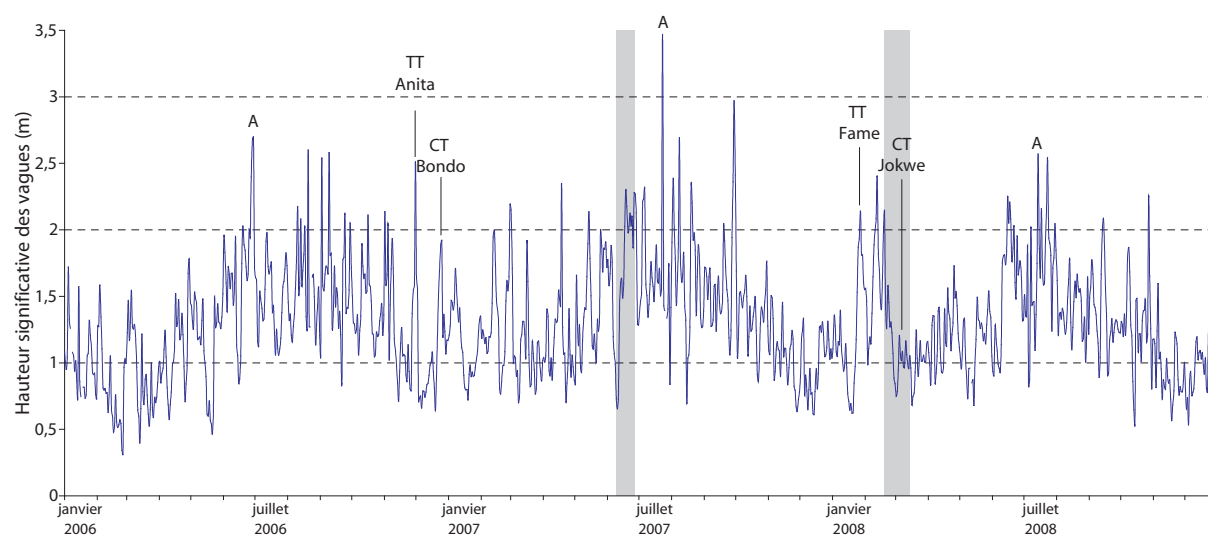


Figure 5.4 : Hauteur significative de la houle océanique à proximité de Mayotte (13°S, 45°E ; période du 01/01/2006 au 31/12/2008). La lettre A désigne des renforcements d'alizés remarquables, TT et CT matérialisent respectivement les tempêtes tropicales et cyclones tropicaux qui sont passés à moins de 300 km de Mayotte durant la période d'enregistrement (Données Ssalto/Duacs distribuées par AVISO avec le soutien du CNES). L'agitation plus importante lors de l'hiver austral (avril à septembre) est clairement mise en évidence. Les barres verticales grisées correspondent aux périodes des campagnes de mesures *in situ* entreprises dans cette étude.

1.2.2. Conditions hydrodynamiques générales : résultats expérimentaux

Deux campagnes de mesures hydrodynamiques ont été effectuées afin de comprendre la dynamique des houles et d'estimer leurs variations spatiales et temporelles au sein du complexe récifo-lagonaire de Mayotte. Ces deux campagnes inédites à Mayotte ont été entreprises en juin 2007 et février-mars 2008. Les enregistrements réalisés lors des deux

expérimentations et détaillés dans la suite de cet ouvrage, ont permis, dans un premier temps, d'affiner la caractérisation des vagues et leurs variabilités saisonnières. Dans ce but, une sélection de conditions hydrodynamiques enregistrées considérées comme représentatives de l'agitation saisonnière (cf. paragraphes précédents) est présentée dans la [figure 5.5](#).

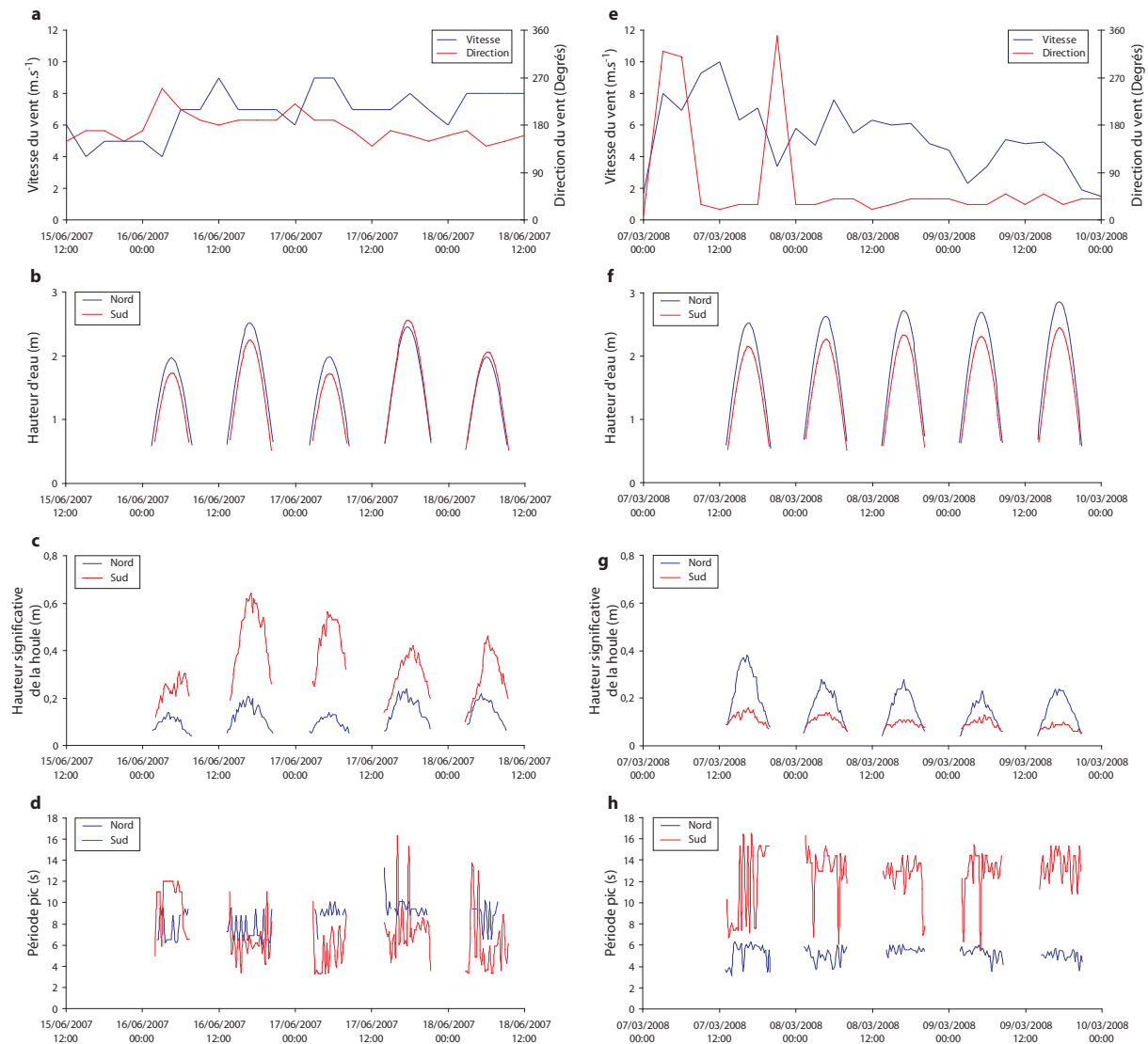


Figure 5.5 : Synthèse des conditions hydrodynamiques représentatives de l'agitation au cours de l'hiver austral (a-d) et de l'été austral (e-h). Campagne de Juin 2007 : (a) vitesse et direction des vents, (b) hauteur d'eau, (c) hauteur significative de la houle, (d) période pic. Campagne de mars 2008 : (e) vitesse et direction des vents, (f) hauteur d'eau, (g) hauteur significative de la houle, (h) période pic. Les données de vents ont été fournies par le centre Météo-France de Mayotte.

1.2.2.1. Synthèse des conditions hydrodynamiques lors de l'hiver austral (période de l'alizé, vent de secteur SE-SSW)

La figure 5.5a-d présente une synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents du 15 au 18 juin 2007 (hiver austral) observées sur le littoral nord (Plage de Trévani) et sud (Plage de Ngouja pour les 3 premières marées et plage de Dapani pour les deux dernières, Fig. 5.6) en période de vives-eaux. Les vents ont été caractérisés par des vitesses comprises entre 4 et 9 m.s⁻¹ et relativement constantes avec cependant des valeurs plus faibles lors de la première marée (Fig. 5.5a). Les directions des vents ont été exclusivement de secteur sud (SE-SSW). Sur le littoral sud, exposé au vent, les hauteurs significatives des vagues reflètent l'influence des conditions de vent locales avec des valeurs comprises entre 0,25 m lors de la première marée (correspondant aux vitesses de vent les plus faibles) et de 0,4 à 0,6 m lors des marées suivantes et l'augmentation de la vitesse des vents (Fig. 5.5c). Les périodes pics ont également varié en fonction des vents oscillant entre 5 et 7 s, période caractéristique de vagues à fetch limité, lorsque la vitesse du vent est maximale (marée 2 à 5), alors que la première marée est marquée par des périodes pics plus longues (12 s, Fig. 5.5d) correspondantes à des houles d'origine plus lointaine. Inversement, au cours de cette période le littoral nord est situé sous le vent. Par conséquent, la hauteur significative de la houle est faible (inférieure à 0,2 m) avec des périodes pics oscillantes entre 7 et 10 s sur l'ensemble des enregistrements.

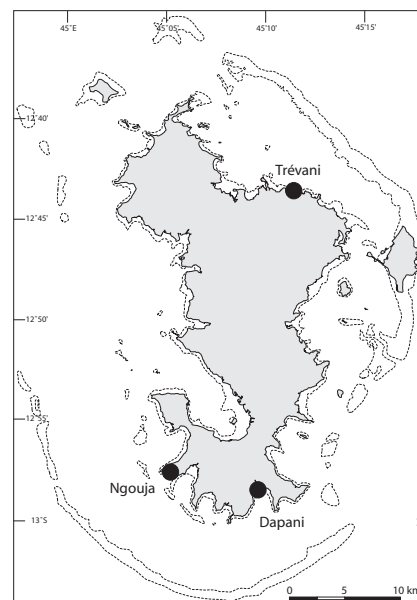


Figure 5.6 : Localisation des instruments de mesures

La figure 5.7 montre les spectres de houles associés aux *bursts* de pleine mer de la marée 1 (temps calme) et de la marée 2 (temps agité) présentées précédemment dans la figure 5.5c. Par temps calme, le spectre de houle du littoral sud présente un pic à 0,08 Hz (12 s), correspondant certainement aux houles engendrées par les dépressions australes au sud de Madagascar. Plusieurs pics secondaires sont également visibles dans les fréquences plus élevées. Sur le littoral nord, on observe un pic à 0,11 Hz (8 à 10 s) (Fig.5.7a). Lors des conditions de plus forte agitation, le spectre de houle du littoral sud montre une augmentation importante de l'énergie et un large pic à 0,14 Hz (6-7 s) lié à des vagues de période courte générées dans le nord du canal du Mozambique par les alizés. Le pic d'énergie à 0,08 Hz est

toujours discernable mais est moins évident. Au nord de l'île, l'énergie est négligeable comparée à celle au sud de l'île (Fig. 5.7b). Le spectre présente néanmoins un léger pic entre 0,10 et 0,13 Hz comme lors des conditions calmes.

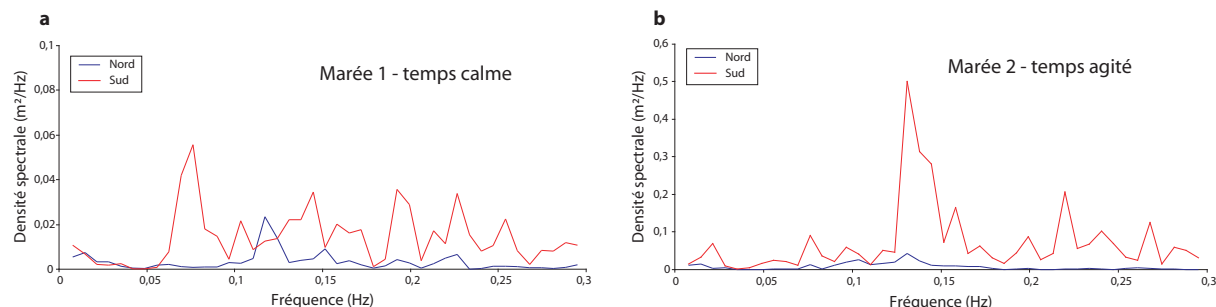


Figure 5.7 : Sélection de spectres de houles associés aux *bursts* de pleine mer représentatifs des conditions calmes (a) et agitées (b) lors de l'hiver austral. A noter la différence de l'échelle de l'énergie spectrale entre les deux graphiques.

1.2.2.2. Synthèse des conditions hydrodynamiques lors de l'été austral (période de la mousson, vent de secteur NW-NNE)

La figure 5.5 e-h présente une synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents du 7 au 10 mars 2008 (été austral) observés sur le littoral nord (Plage de Trévani) et sud (Plage de Dapani) en période de vives-eaux. Les vitesses du vent ont été comprises entre 2 et 10 m.s⁻¹, avec une décroissance progressive de l'intensité du début à la fin de la période d'enregistrement. L'orientation des vents était opposée à celle des vents de la campagne de juin 2007 puisque la totalité de ceux ci étaient de secteur nord (Fig. 5.5e).

Les mesures hydrodynamiques reflètent clairement le changement d'orientation des vents. Sur le littoral nord, exposé au vent au cours de cette période, les hauteurs significatives des vagues reflètent l'influence des conditions de vent locales avec des valeurs comprises entre 0,4 m lors de la première marée (correspondant aux vitesses de vent les plus fortes) et 0,25 m lors de la dernière marée et la diminution progressive de la vitesse du vent (Fig. 5.5g). La période pic des vagues oscille entre 4 et 6 s (Fig. 5.5h), période caractéristique d'un fetch court. Inversement, au cours de cette période, le littoral sud est situé sous le vent et par conséquent la hauteur significative de la houle est faible sur les côtes sud de l'île (entre 0,1 et 0,2 m). Ces houles sont caractérisées par des périodes pics très longues, principalement comprises entre 12 et 16 s.

Les spectres de houles associés aux *bursts* de pleine mer de la marée 4 (temps calme) et de la marée 1 (temps agité), présentés dans la figure 5.8, permettent de corroborer les

observations précédentes. Par temps calme ou par temps agité, le spectre de houle du littoral nord présente un pic à 0,16 ou 0,18 Hz (5-6 s), correspondant à des vagues courtes de gravité engendrées par les vents de mousson sur un fetch relativement limité. Plusieurs pics secondaires sont également visibles dans les fréquences plus élevées, notamment en période de temps calme (Fig.5.8a) alors qu'en période agitée l'énergie spectrale est plus concentrée (Fig. 5.8b). Les spectres de houles sur le littoral sud montrent, quelle que soit la vitesse du vent, un pic d'énergie à 0,065 Hz (15 s) correspondant aux houles générées par les dépressions de la zone tempérée australe.

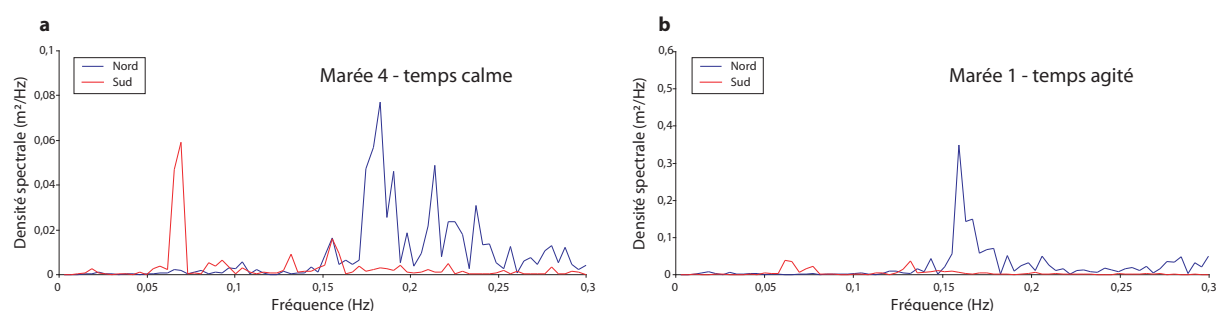


Figure 5.8 : Sélection de spectres de houles associés aux *bursts* de pleine mer représentatifs des conditions calmes (a) et agitées (b) lors de l'été austral. A noter la différence de l'échelle de l'énergie spectrale entre les deux graphiques.

1.2.3. Caractérisation des conditions météo-marines générales : conclusion

L'analyse approfondie des conditions météo-marines générales met en évidence le régime saisonnier bien tranché des paramètres hydrodynamiques. Les littoraux de Mayotte seront donc alternativement soumis à des conditions plus ou moins agitées en fonction des saisons. Il ressort également de cette première partie du chapitre que les houles les plus fortes et les plus fréquentes proviennent du secteur sud et dans une moindre mesure du secteur nord-est (Fig. 5.3 et Fig. 5.4). L'agitation, générée par les conditions météorologiques locales et donc gouvernée par les changements saisonniers des vents (alternance mousson-alizé), est caractérisée par des vagues de périodes courtes (T : 5 à 8 s). En fonction de la localisation et de l'exposition des littoraux et des récifs, différentes périodes secondaires sont caractérisables. Au nord de Mayotte, un second pic marque des houles avec une période comprise entre 8 et 10 s, de provenance nord-est. Sur les littoraux et récifs exposés au sud, le pic secondaire correspond à des houles plus longues (T : 11 à 16 s) d'origine australe engendrées par les dépressions tempérées des latitudes 40-50° sud et qui se propagent dans le canal du Mozambique jusqu'aux côtes sud de Mayotte (Fig. 5.7 et Fig. 5.8).

2. Détermination des variabilités spatiales des paramètres hydrodynamiques : l'influence des structures coralliennes

La dynamique sédimentaire en milieu récifal est conditionnée par l'écoulement des masses d'eau et les échanges liés à l'hydrodynamisme entre le complexe récifal et l'océan. Les forçages physiques extérieurs, en particulier la houle et les interactions entre ces dernières et les structures coralliennes s'avèrent être déterminantes dans les processus de transport des particules au sein des complexes récifaux (ex., Storlazzi *et al.*, 2004 ; Ogston *et al.*, 2004 ; Angwenyi et Rydberg, 2005 ; Presto *et al.*, 2006 ; Tamura *et al.*, 2007 ; Storlazzi et Jaffe, 2008) mais également sur les littoraux adjacents. En effet, c'est l'énergie résiduelle des houles après leur passage sur les récifs qui gouverne les processus géomorphologiques et la dynamique des formes sédimentaires littorales (ex., Daly et Brander, 2006 ; Kench et Brander, 2006). De nombreuses études ont été conduites pour fournir des informations sur les interactions houles/récifs afin de déterminer le transfert de l'énergie des vagues et sa modification subséquente à travers les structures coralliennes (Roberts *et al.*, 1977, Roberts et Suhayda, 1983, Lee et Black, 1978, Hardy et Young, 1996 ; Lugo-Fernandez *et al.*, 1998a, 1998b ; Hearn, 1999 ; Massel et Gourlay, 2000 ; Gourlay et Colleter, 2005; Lowe *et al.*, 2005). Cependant, seules quelques études récentes ont entrepris des investigations détaillées des relations entre ces processus et le développement des formes littorales et plus particulièrement des îles coralliennes (Kench, 1998 ; Brander *et al.*, 2004 ; Sheppard *et al.*, 2005 ; Kench et Brander, 2006 ; Kench *et al.*, 2006 ; Samosorn et Woodroffe, 2008 ; Kench *et al.*, 2009). Ces différents travaux montrent que si l'énergie des houles incidentes est un processus majeur dans la stimulation des processus géomorphologiques à la surface des récifs coralliens, la magnitude et le comportement de l'énergie résiduelle des vagues, après leur passage sur les structures récifales, sont déterminants. Cette énergie résiduelle devient l'énergie incidente qui contribuera aux changements géomorphologiques des formes sédimentaires littorales.

Une meilleure compréhension des processus géomorphologiques en action sur les littoraux de Mayotte nécessite en conséquence une caractérisation du rôle des récifs coralliens sur les processus hydrodynamiques. Cette seconde partie du chapitre 5 se concentre donc sur les changements spatiaux des paramètres hydrodynamiques, notamment la houle, autour de l'île de Mayotte. Différents déploiements d'instruments ont été réalisés dans le complexe récifo-lagunaire mahorais pour examiner le comportement des masses d'eau et ses implications pour le mouvement sédimentaire et la dynamique littorale.

2.1. Caractérisation spatiale des paramètres des houles : profils hydrodynamiques dans le lagon de Mayotte

2.1.1. Profils hydrodynamiques récifs barrières/littoraux

Pour estimer l'influence de ces récifs barrières sur les paramètres des houles dans le complexe récifo-lagunaire de Mayotte, une campagne de mesures hydrodynamiques a été conduite du 28 février au 11 mars 2008. L'objectif de cette expérimentation est d'estimer le changement des paramètres hydrodynamiques et notamment l'énergie des houles à travers le lagon, des fronts externes des récifs barrières jusqu'aux littoraux. Les instruments ont été déployés en radiale, au nord et au sud de l'île. Deux ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) ont été installés sur les pentes externes des récifs barrières (Grand Récif du nord-est et Récif du sud, les plus longs segments continus du récif barrière de Mayotte) pour mesurer les conditions d'entrée de la houle. Simultanément, deux ADV (*Acoustic Doppler Velocimeter*) ont été placés sur les littoraux nord et sud de Mayotte (Fig. 5.9). Les déploiements des appareils de mesures ont été effectués, dans la mesure du possible, de manière similaire entre le nord et le sud de l'île afin de garantir une bonne comparabilité des enregistrements réalisés. Les ADCP, disposés sur les pentes externes des récifs barrières, ont été installés dans des zones sableuses relativement vastes à environ -6,5 m de profondeur moyenne alors que les ADV ont été déployés à proximité du littoral sur des secteurs dégagés des récifs frangeants entre -0,51 et -0,74 m IGN 1950 (Tab. 5.5).

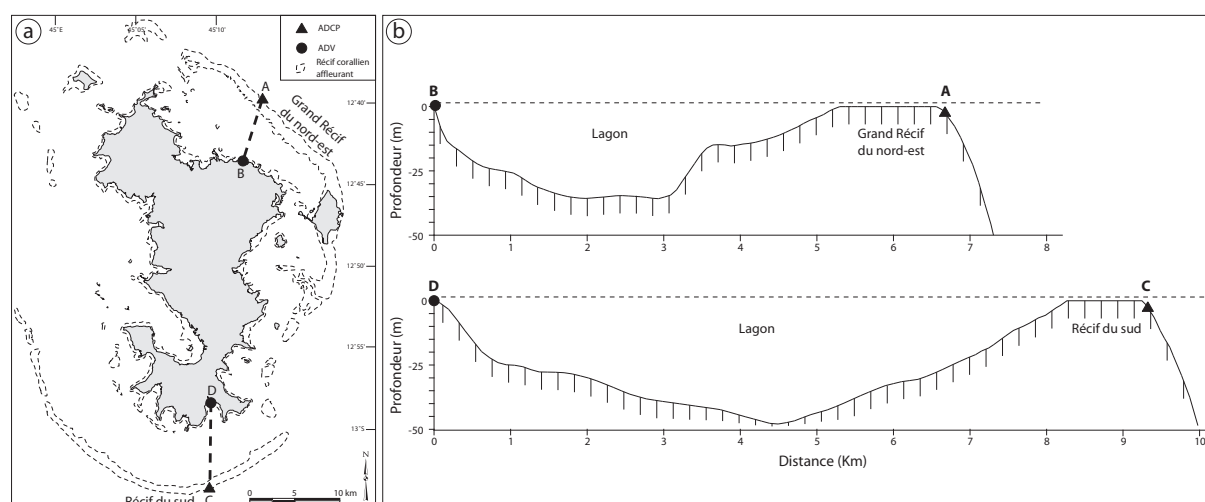


Figure 5.9 : (a) Carte de localisation des instruments de mesures ; (b) Profils bathymétriques du lagon nord et sud de Mayotte au niveau des radiales instrumentées dans cette étude. Les profils bathymétriques sont extraits d'un modèle numérique de terrain réalisé par le BRGM à partir des cartes bathymétriques du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM, 2000a, 2000b, 2004).

Localisation	Instrument	Elévation	Début des mesures	Fin des mesures
A – Récif barrière nord (12°40'18.69''S – 45°13'16.39''E)	ADCP	-6,60 m sous le niveau marin moyen	28/02/2008 12h45	10/03/2008 09h15
B – Plage de Trévani (12°43'48.77''S – 45°11'42.26''E)	ADV	-0,74 m (IGN 1950)	28/02/2008 14h00	11/03/2008 09h00
C – Récif barrière sud (13°04'05.80''S – 45°09'28.93''E)	ADCP	-6,50 m sous le niveau marin moyen	28/02/2008 10h30	11/03/2008 11h15
D – Plage de Dapani (12°58'36.31''S – 45°09'52.70''E)	ADV	-0,51 m (IGN 1950)	29/02/2008 14h30	11/03/2008 14h45

Tableau 5.5 : Résumé du déploiement instrumental du 28 février au 11 mars 2008 pour la caractérisation des paramètres des houles dans le lagon de Mayotte. Les lettres font référence à la position des appareils de mesures précédemment mentionnés dans la [figure 5.9](#).

2.1.1.1. Conditions météorologiques lors de l'expérimentation

La campagne de mesures a été réalisée du 28 février au 11 mars 2008 sur un cycle mortes-eaux/vives-eaux exceptionnelles (coefficient minimal de 23 le 01 mars et maximal de 106 le 09 mars) ([Fig. 5.11b](#)). La vitesse du vent lors de cette campagne a varié de 0 à 11 m.s⁻¹ ([Fig. 5.11a](#)) avec une valeur moyenne de 3,55 m.s⁻¹; 61 % des vitesses ont été inférieures à 4 m.s⁻¹, 34 % étaient comprises entre 4 et 8 m.s⁻¹ et enfin 6 % étaient supérieures à 8 m.s⁻¹. Au cours de cette expérimentation, trois périodes aux conditions météorologiques différentes peuvent être distinguées. La première, du 28 février au 2 mars, est caractérisée par des vents faibles et de directions variables. La deuxième (du 3 au 6 mars) et la troisième période (du 7 au 11 mars) sont marquées par l'influence du passage du cyclone tropical Jokwe à proximité de Mayotte. A partir du 3 mars, les vents s'orientent au secteur SE-SSW et se renforcent jusqu'au 6 mars où l'on observe un premier pic de vitesse à 11 m.s⁻¹ en liaison avec le passage du cyclone au plus près de Mayotte à 160 km au sud de l'île. Le 7 mars, les vents changent de direction en s'établissant au NNE et un nouveau pic de vitesse est enregistré à 10 m.s⁻¹; les jours suivants le flux se maintient au NNE avec un affaiblissement progressif de la vitesse du vent. Les conditions météorologiques observées durant ces 12 jours de mesures, sous l'influence du cyclone et de son déplacement dans le canal du Mozambique ([Fig. 5.10](#)) ont été favorables à l'expérimentation avec des conditions de forçage comparables entre le nord et le sud de Mayotte, et une alternance de vents de directions opposées (sud puis nord) et d'intensités équivalentes (maximum respectif de 11 m.s⁻¹ et 10 m.s⁻¹). Ce cyclone tropical, de catégorie 1 sur l'échelle d'intensité de Saffir-Simpson lors de son passage à proximité de Mayotte, s'est intensifié jusqu'au 8 mars pour atteindre la catégorie 4 (cyclone tropical

intense) et a provoqué de nombreuses pertes de vie et des dégâts matériels importants notamment au Mozambique.

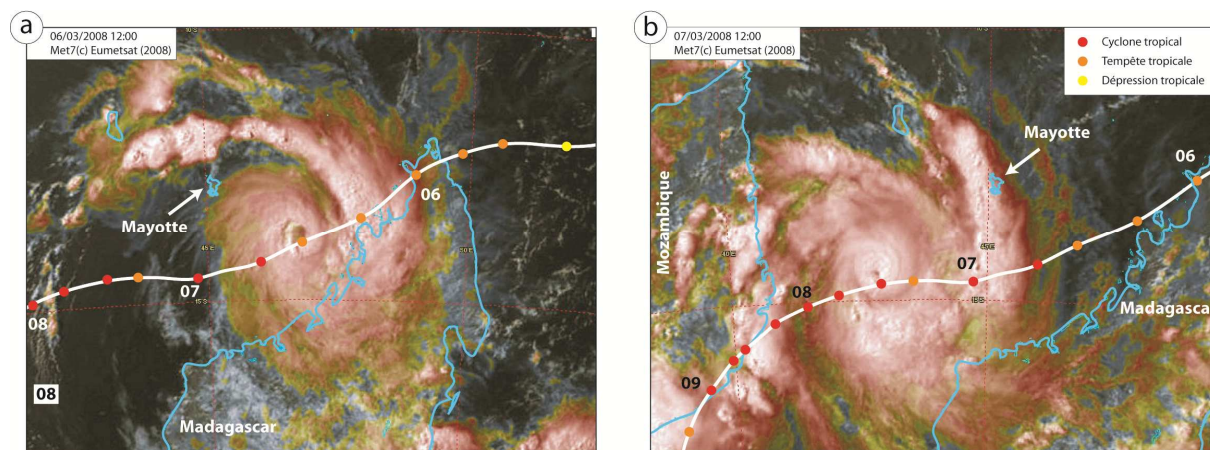


Figure 5.10 : Images satellitales infrarouge du cyclone tropical Jokwe lors des pics d'intensité des vents : (a) le 06/03/2009 12h00 UTC et (b) le 07/03/2009 12h00 UTC (© Eumetsat 2008). La trajectoire du cyclone est représentée par la ligne blanche. Les points de couleurs représentent la position du centre du système cyclonique à 6 heures d'intervalle ; le jour est indiqué uniquement à 00h00 UTC (Météo-France, C.M.R.S. de la Réunion).

2.1.1.2. Caractérisation des conditions hydrodynamiques

Les figures 5.11c et 5.11e présentent l'évolution des conditions de houle enregistrées sur les pentes externes des récifs barrières. Au niveau du récif barrière nord, la hauteur significative de la houle (H_s) est modérée, voire faible du 28 février au 7 mars (0,25 à 0,80 m), en rapport avec les conditions calmes et la situation d'abri par rapport aux vents dominants. Le 7 mars, le récif barrière nord se retrouve au vent et la hauteur significative de la houle augmente brusquement de 0,25 m à 1,80 m (valeur maximale enregistrée) en 6 heures avec le renversement des vents et le passage du cyclone Jokwe. Jusqu'à la fin des mesures le flux de NNE se maintient et les houles demeurent modérées avec des valeurs d'environ 0,8 à 1 m. A l'autre extrémité de l'île, sur la pente externe du récif barrière sud, la hauteur significative de la houle, sous l'influence des vents de sud, augmente progressivement entre le 28 février et le 6 mars pour atteindre les valeurs maximales (1,40 m) le 6 mars et le passage du cyclone au plus près de Mayotte. Puis à partir du 7 mars, les valeurs de H_s observées décroissent rapidement avec l'éloignement de Jokwe et le renversement des vents, le récif barrière sud se trouvant alors du côté sous-le-vent de l'île.

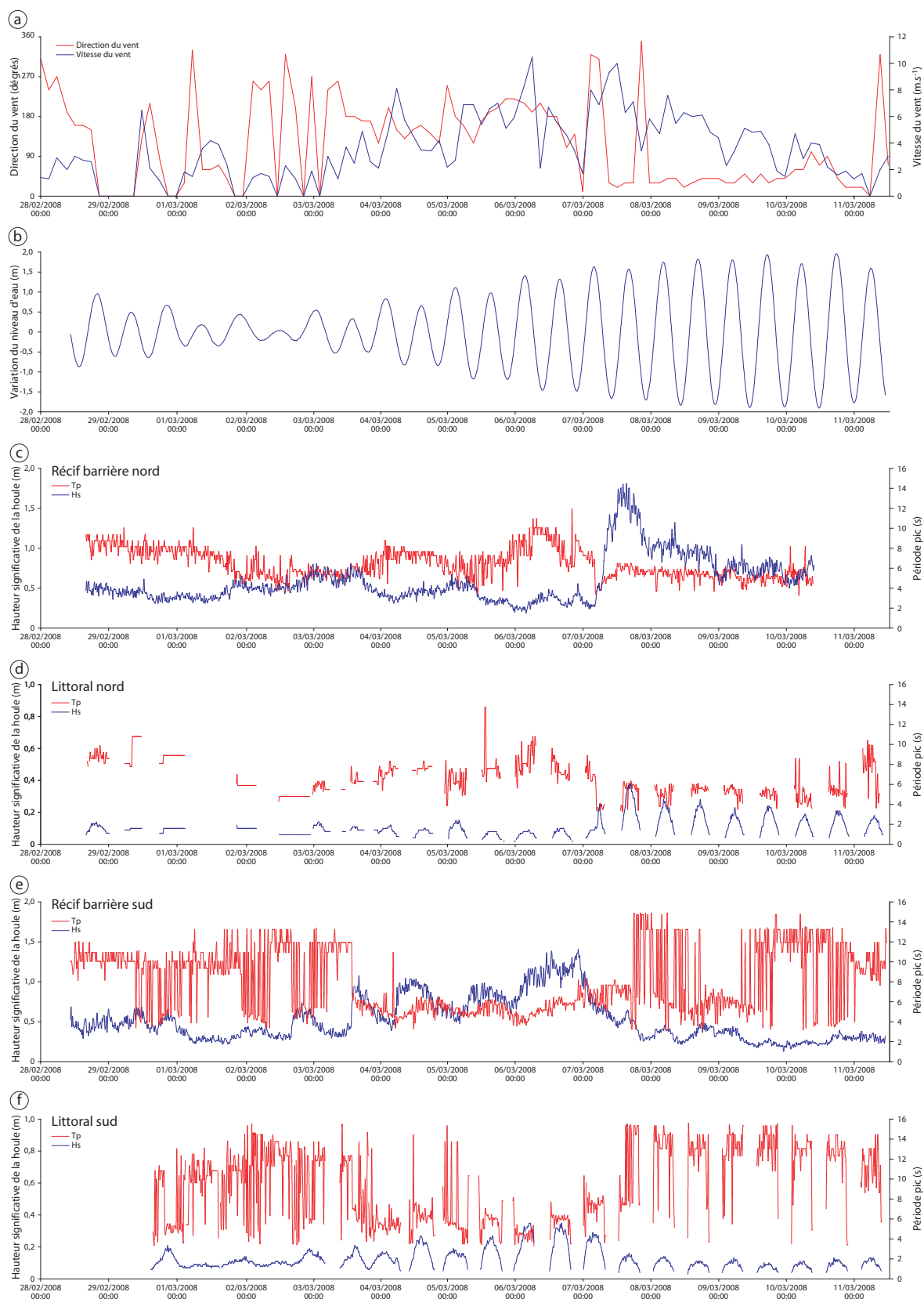


Figure 5.11 : Synthèse des conditions hydrodynamiques du 28 au 11 mars 2008. (a) vitesse et direction des vents, (b) variations du niveau d'eau, (c) (d) (e) et (f) hauteur significative et fréquence pic des houles enregistrées par chaque instrument. Les données de vent ont été fournies par Météo-France.

Les périodes pics (T_p) mesurées sur le récif barrière nord oscillent entre 4 et 6 s traduisant l'action des vents locaux modérés lors des périodes agitées et 9 s lors des phases de temps calme. Sur le récif barrière sud, lors des phases pré- et post-cyclonique, le spectre fréquentiel est souvent bimodal, traduisant la propagation d'une houle résiduelle d'origine australe couplée à une agitation liée aux coups de vents locaux ; les périodes de pic sont alors comprises entre 4 et 6 s et entre 11 et 16 s. Lors de la phase la plus agitée, la période de pic oscille entre 4 et 6 s, traduisant l'action des vents qui ont atteint 11 m.s^{-1} . Les caractéristiques des houles mesurées sur les récifs barrières de Mayotte apparaissent donc fortement liées aux conditions météorologiques. Par conséquent, nous avons pu observer des changements de régime des houles bien marqués et des conditions d'agitation variées au cours de cette expérimentation relativement courte.

Il n'existe pas de corrélation apparente entre la hauteur significative des houles sur les bordures externes des récifs barrières et l'élévation tidale, suggérant ainsi que les vagues enregistrées représentent les vagues incidentes océaniques. En revanche sur les littoraux, les conditions d'agitation sont directement corrélables aux variations de la hauteur d'eau (Fig. 5.12) et les hauteurs maximales de la houle sont enregistrées au voisinage des pleines mers.

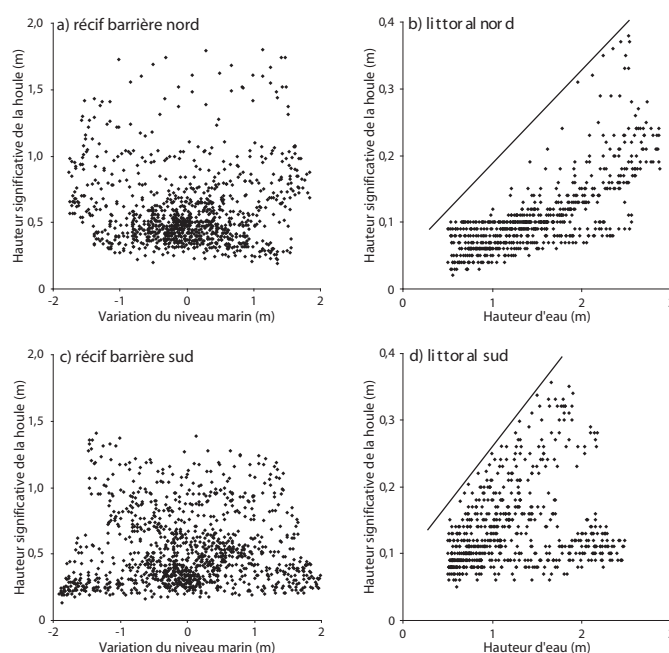


Figure 5.12 : Relation entre les hauteurs d'eau et les hauteurs significatives de la houle au niveau (a) de la pente externe du récif barrière nord, (b) littoral nord, (c) pente externe du récif barrière sud et (d) littoral sud. Aucune influence des variations du niveau d'eau n'est apparente sur des pentes externes des récifs barrières alors que sur les littoraux, le seuillage des hauteurs de la houle par les hauteurs d'eau est nettement visible.

Plus le niveau d'eau augmente au cours de la marée, plus la hauteur des houles significatives peut être importante. Par ailleurs, les houles enregistrées sur les littoraux nord et sud ont montré des comportements et des variations similaires à celles mesurées sur les récifs barrières respectifs avec cependant une diminution significative de H_s entre les pentes externes des récifs et les rivages (Fig. 5.11d et 5.11f). Les valeurs de H_s ont ainsi varié de 0,09 à 0,35 m à pleine mer sur le littoral sud, les valeurs maximales étant atteintes le 6 mars au cours du passage de Jokwe au plus près de Mayotte. Sur le littoral nord, H_s oscillait entre 0,06 m en début de campagne et 0,38 m le 7 mars en liaison avec le renforcement des vents de secteur nord générés par le cyclone. Les périodes pics des houles enregistrées sur les littoraux sont équivalentes à celles mesurées sur les récifs barrières avec des valeurs oscillantes entre 4 et 6 s lors des phases de renforcement des vents, et 9-10 s lors des phases de temps calme pour le littoral nord et 11 à 16 pour le littoral sud.

Enfin, les mesures de hauteurs d'eau effectuées sur les pentes externes des récifs barrières au cours de l'expérimentation ont permis de mettre en évidence une variabilité spatiale du marnage. L'amplitude de la marée est en effet plus grande au sud qu'au nord. La différence de marnage entre les récifs barrières nord et sud de Mayotte, faible en mortes-eaux, atteint plusieurs dizaines de centimètres lors des périodes de vives-eaux (35 cm, Fig. 5.13). Il convient de noter que jusqu'à présent le marnage était considéré comme uniforme autour de l'île (Guilcher et al., 1965 ; Gourbesville et Thomassin, 2000). Les mesures réalisées dans cette étude sont confirmées par Idier et al. (2008) qui constatent, dans une étude récente sur la courantologie du lagon, des variations spatiales et des différences de hauteur du même ordre.

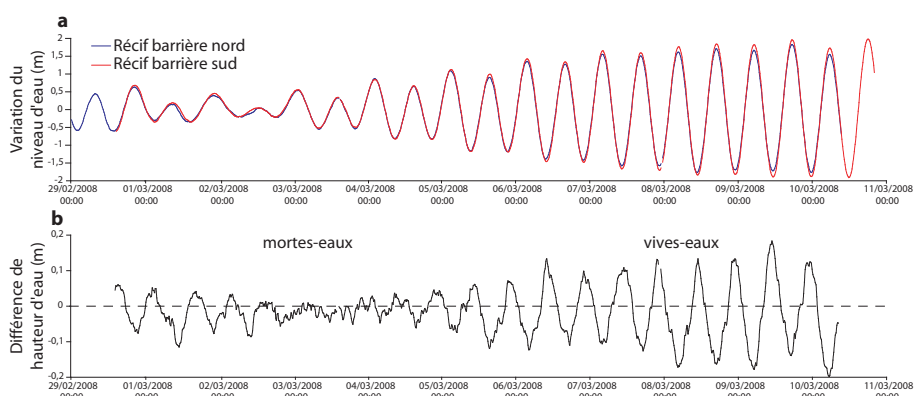


Figure 5.13 : Différence de marnage entre les récifs barrières nord et sud. (a) Variations des hauteurs d'eau par rapport aux niveaux marins moyens. (b) Différence de hauteur d'eau entre le récif barrière nord et le récif barrière sud. Cette figure met en évidence le marnage plus important au niveau du récif barrière sud notamment lors des périodes de vives-eaux.

2.1.1.3. Atténuation de l'énergie des houles

La différence de la hauteur significative des vagues mesurée entre les pentes externes des récifs barrières et les littoraux met en évidence une importante réduction de l'énergie des vagues lors de la propagation en direction de la côte (Fig. 5.14). Cette réduction d'énergie δE entre deux stations de mesures peut être estimée à partir des hauteurs significatives de la houle selon l'équation (Lugo-Fernandez *et al.*, 1998b) :

$$\delta E = (H_i^2 - H_f^2) / H_i^2 \quad \text{Eq. 5.1}$$

où H_i et H_f sont les hauteurs de vagues à chaque station, en partant du principe que la houle se propage de la station i à la station f . Seules les données associées aux hauteurs d'eau supérieures à 0,5 m sur les littoraux ont été retenues. Le calcul de la réduction d'énergie entre les pentes externes des récifs barrières et les littoraux montre qu'entre 71,7 et 99,8 % de l'énergie initiale de la houle océanique est dissipée. La réduction d'énergie entre la pente externe du récif barrière et le littoral est de 95,5 % en moyenne pour la radiale nord sur toute la période d'enregistrement (Fig. 5.14a). Pour la radiale sud, les houles océaniques subissent une réduction d'énergie légèrement moindre, avec 91,7 % en moyenne (Fig. 5.14b). Ces valeurs sont en accord avec les études précédentes où les taux de réduction sont compris entre 65 et 99,7 % et soulignent le rôle primordial des récifs barrières sur la protection des côtes des houles océaniques (Young, 1989 ; Hardy et Young, 1996 ; Lugo-Fernandez *et al.*, 1998a, 1998b ; Hearn, 1999 ; Brander *et al.*, 2004 ; Lowe *et al.*, 2005 ; Kench et Brander, 2006 ; Kench *et al.*, 2006).

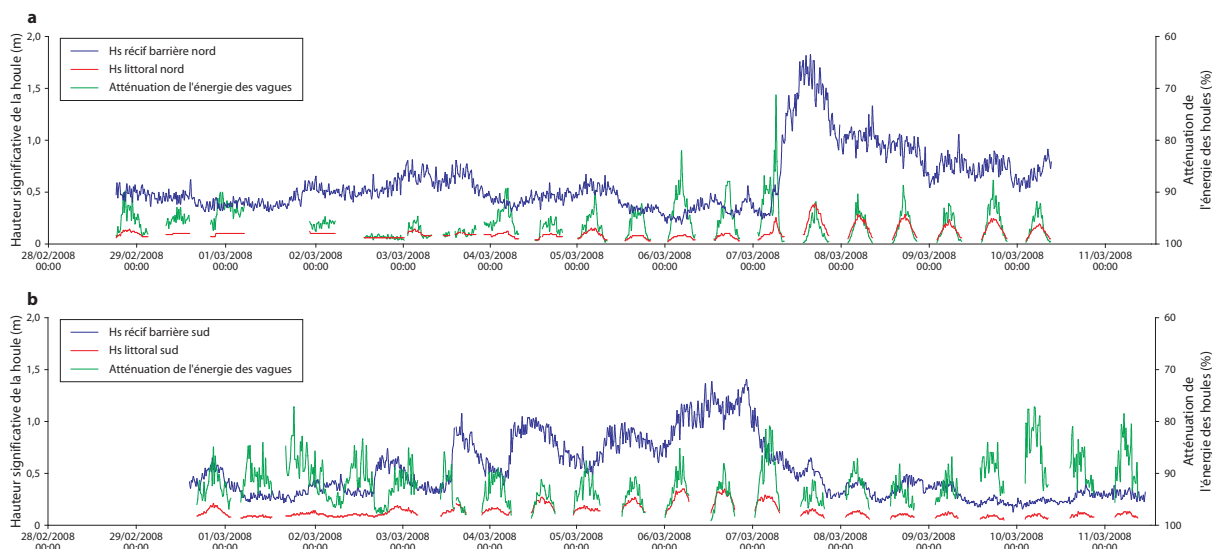


Figure 5.14 : Atténuation de l'énergie de la houle (δE) pour la radiale nord (a) et sud (b) (ligne verte). Pour chaque radiale, les hauteurs significatives des houles au niveau du récif barrière (ligne bleue) et du littoral (ligne rouge) sont également représentées pour une meilleure appréhension des résultats.

La [figure 5.14](#) donne également une indication de la relation entre les hauteurs des houles incidentes enregistrées sur la bordure externe des récifs barrières et les hauteurs significatives des houles enregistrées sur les côtes au cours de l'expérimentation. Ces résultats indiquent que plus la hauteur des houles océaniques est importante, plus la réduction de l'énergie enregistrée sur le littoral est élevée. L'analyse de spectres d'énergie de la houle à marée haute et dans différentes conditions d'agitation (toutes en période de vives-eaux) confirme cette observation ([Fig. 5.15](#)).

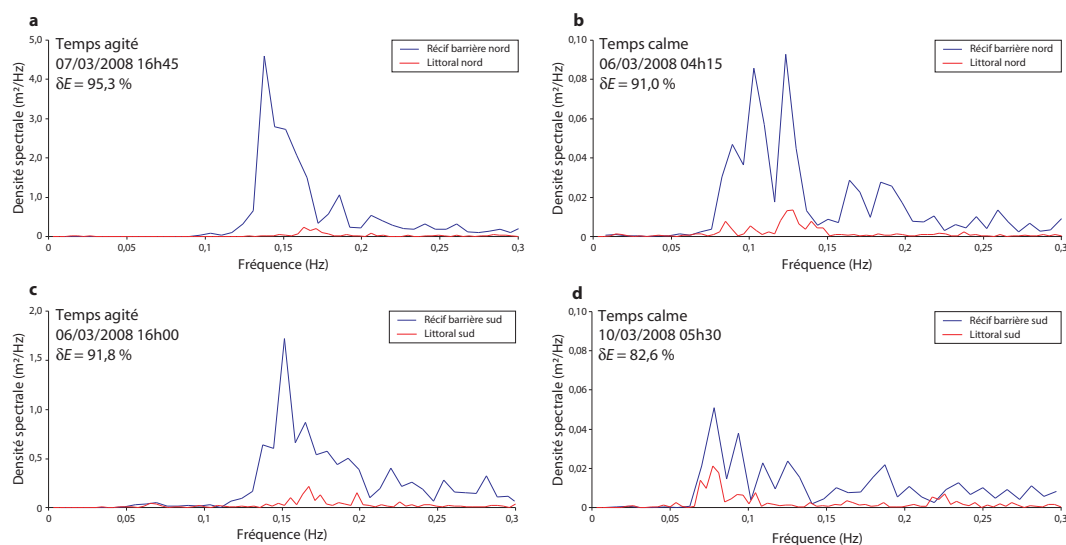


Figure 5.15 : Sélection de spectres de houles associés aux *bursts* de pleine mer (vives-eaux) mettant en évidence l'importante réduction de l'énergie des vagues entre les pentes externes des récifs barrières et les littoraux. Radiale nord : conditions calmes (a) et agitées (b) ; Radiale sud : conditions calmes (c) et agitées (d). A noter la différence de l'échelle de l'énergie spectrale entre les graphiques. L'atténuation de l'énergie de vagues est la plus élevée lors des conditions de fortes agitations.

Les résultats montrent également des changements temporels de la dissipation de l'énergie des vagues en fonction de la hauteur d'eau associée aux différents stades de la marée. Il apparaît clairement que la dissipation de l'énergie des vagues est dépendante des niveaux d'eau. Les taux d'atténuation de l'énergie les plus élevés sont constatés aux niveaux d'eau inférieurs alors que les taux de réductions les plus faibles sont observables lorsque les hauteurs d'eau sont les plus grandes ([Fig. 5.16](#)). Les surfaces récifales matures, tels que les récifs barrières mahorais instrumentés, atteignent une croissance verticale limitée à proximité des basses mers de vives-eaux moyennes ([Gourlay et Colleter, 2005](#) ; [Kench et Brander, 2006](#)). Par conséquent, la réduction de profondeur d'eau induite par la marée engendre une intensification des processus responsables de la réduction de l'énergie des houles. Cependant,

les récifs de Mayotte sont localisés dans un environnement mésotidal (avec un marnage supérieur à 3,2 m en période de vives-eaux moyennes), qui peut générer en conséquence des profondeurs d'eau de plus de 3,2 m sur les surfaces récifales, permettant ainsi la pénétration d'une plus grande partie de l'énergie des houles lors des pleines mers et particulièrement celle de vives-eaux. Lugo-Fernandez *et al.* (1998b), Brander *et al.* (2004) et Kench et Brander (2006) ont montré une modulation semblable de la réduction de l'énergie des vagues par le niveau d'eau.

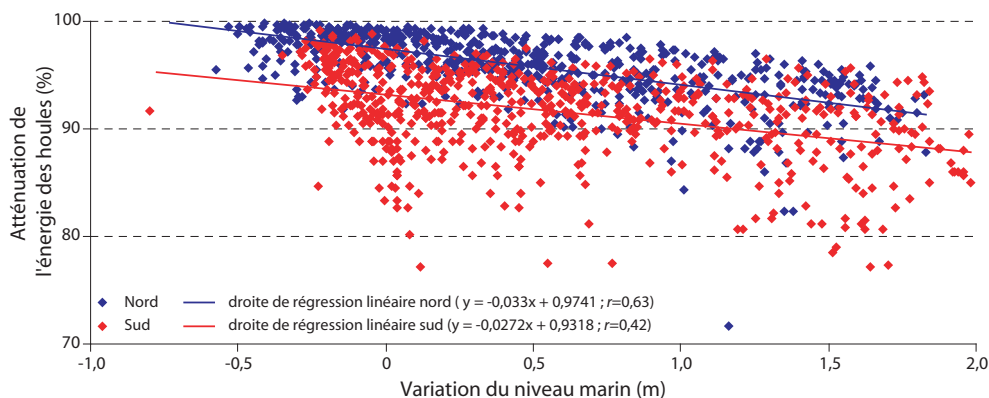


Figure 5.16 : Relation entre l'atténuation de l'énergie des houles et les variations relatives du niveau d'eau. La modulation de l'atténuation de l'énergie par la hauteur d'eau est clairement visible, les taux d'atténuation les plus élevés correspondant aux hauteurs d'eau les plus faibles et inversement. A noter la différence d'atténuation entre les radiales nord et sud.

Les houles océaniques qui se propagent sur les récifs dissipent leur énergie à travers les processus liés au déferlement et aux interactions entre les mouvements orbitaux des vagues et le fond (friction de fond) (Gerritsen, 1981 ; Hardy et Young, 1996 ; Lugo-Fernandez *et al.*, 1998a, 1998b ; Hearn, 1999 ; Falter *et al.*, 2004 ; Gourlay et Colleter, 2005 ; Lowe *et al.*, 2005 ; Sheppard *et al.*, 2005). Les vagues commencent à interagir avec la surface des récifs coralliens quand leur longueur d'ondes devient comparable avec la profondeur locale de l'eau h . Lorsque leur hauteur devient critique par rapport à la profondeur d'eau, les vagues deviennent instables et déferlent. Dans les environnements récifaux, la limite entre les conditions de déferlement et de non-déferlement est généralement estimée à $\gamma = 0,55$ (Gourlay, 1993 ; Massel, 1996 ; Brander *et al.*, 2004 ; Daly et Brander, 2006), où γ est la hauteur relative des vagues définie selon le rapport de la hauteur significative des vagues (H_s) à la hauteur d'eau locale (h) (Thornton et Guza, 1983) :

$$\gamma = \frac{H_s}{h} \tag{Eq. 5.2}$$

Le calcul de ce paramètre permet une estimation des rôles respectifs du déferlement et de la friction de fond sur l'atténuation de l'énergie des vagues (Fig. 5.17). Lorsque les vagues ont une hauteur relative plus faible que le seuil de déferlement, elles sont libres de se propager sur les platiers récifaux. Cependant, les platiers des récifs barrières de Mayotte sont au maximum recouverts d'une tranche d'eau de quelques mètres et les vagues, qui se propagent à travers le platier récifal, interagissent avec le fond rugueux en dissipant une quantité significative d'énergie par friction de fond. L'analyse détaillée des résultats permet de constater que le taux de la réduction de l'énergie des houles océaniques peut atteindre rapidement, sans déferlement, plus de 90 % ($\gamma < 0,1$). Ce taux s'élève jusqu'à 96% pour la radiale sud et 99 % pour celle du nord à la limite déferlement/non-déferlement ($\gamma = 0,55$). La figure 5.17 permet également de remarquer que les conditions de non-déferlement sont majoritaires sur la durée de l'expérimentation.

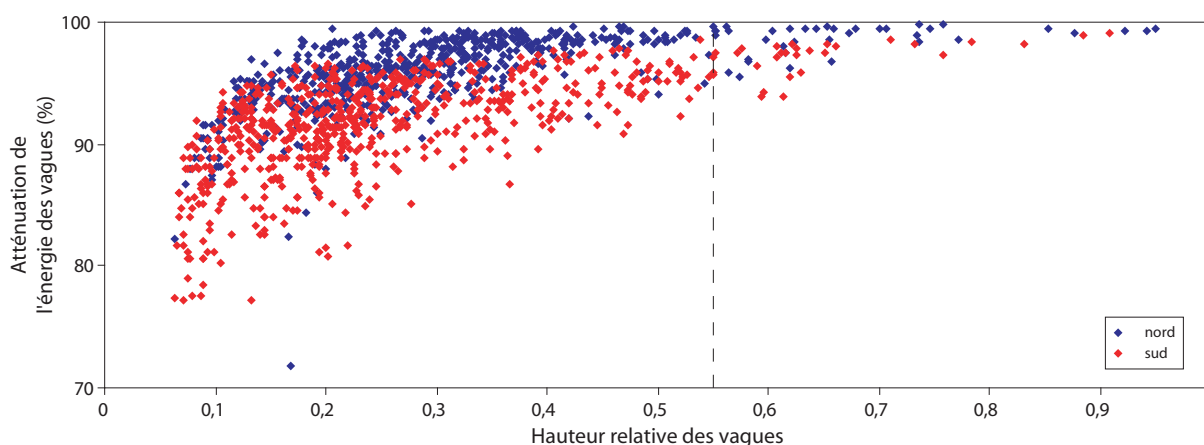


Figure 5.17 : Relation entre l'atténuation de l'énergie des houles et la hauteur relative des vagues au front externe du récif barrière (γ). La ligne brisée représente le seuil théorique entre les conditions de non-déferlement ($\gamma < 0,55$) et de déferlement ($\gamma > 0,55$). La hauteur relative de la houle a été calculée en considérant que l'élévation de la surface des platiers récifaux correspond au niveau des basses mers de vives-eaux moyennes. La figure permet de remarquer le comportement similaire de l'atténuation de l'énergie en fonction de la hauteur relative des vagues entre les radiales, avec néanmoins une plus forte réduction de l'énergie au nord.

A partir du seuil $\gamma = 0,55$ la profondeur d'eau est trop faible par rapport à la hauteur des vagues pour permettre leur propagation à la surface des récifs. Ces dernières déferlent alors en dissipant une partie de leur énergie. Les vagues secondaires générées lors du déferlement se propagent à travers le platier récifal et perdent de nouveau de l'énergie par friction sur le fond.

La combinaison des deux processus (déferlement + friction) permet d'observer les valeurs maximales de dissipation avec 99,5 % pour le nord et 99 % pour le sud.

Ces différents résultats montrent que, pour les conditions d'agitation observées au cours de la campagne, la majeure partie de l'énergie des vagues incidente a été dissipée par la friction de fond et que le déferlement a une moindre importance. Cependant, comme le mentionnent [Lowe et al. \(2005\)](#), la contribution du déferlement et de la friction de fond est fortement liée aux conditions des vagues incidentes. La contribution relative de la dissipation par friction de fond et par déferlement sera respectivement plus importante lors des périodes calmes et agitées.

2.1.1.4. Variabilité spatiale de l'atténuation de l'énergie des houles océaniques entre le nord et le sud de Mayotte

L'examen des différents résultats et figures présentés précédemment ([Fig. 5.16 et Fig. 5.17](#)) met en évidence une variabilité spatiale de l'atténuation de l'énergie des houles océaniques à Mayotte. La réduction de l'énergie entre la pente externe du récif barrière et le littoral apparaît plus importante pour la radiale nord que pour celle du sud et ce quelles que soient les conditions d'agitation. Ces différences spatiales peuvent être expliquées par plusieurs facteurs morphologiques et hydrodynamiques.

Comme nous l'avons vu précédemment dans le chapitre 1 ([paragraphe 1.3.3](#)), les récifs barrières qui ceignent l'île de Mayotte ne sont pas homogènes et leurs caractéristiques géométriques et géomorphologiques varient selon le secteur considéré. Les deux secteurs retenus pour l'expérimentation sont les plus longs et isolent une grande partie du lagon (Récif du sud : 34 km et Grand Récif du nord-est : 36 km ; [Fig. 1.14](#)). Les sommets de ces récifs sont constitués d'une plate-forme quasi horizontale qui émerge lors des basses mers de vives-eaux moyennes. Si les caractéristiques superficielles de ces deux platiers sont comparables, leurs extensions surfaciques et notamment leurs largeurs ne sont pas identiques. Le platier du Grand Récif du nord-est est plus large (1 à 1,6 km) que celui du Récif du sud (0,7 à 1,4 km) ([Fig. 1.11 et Fig. 5.9](#)). Or, la largeur des récifs exerce un contrôle significatif sur la quantité d'énergie des vagues dissipée lorsque la friction de fond est le processus dominant. Les platiers récifaux les plus larges dissipent une plus grande quantité d'énergie incidente car ils fournissent une résistance frictionnelle plus importante aux vagues ([Lowe et al., 2005](#), [Daly et Brander, 2006](#) ; [Kench et Brander, 2006](#)).

La [figure 5.17](#) permet de mettre en évidence les conséquences de la différence de largeur entre les récifs barrière nord et sud de Mayotte. Lorsque la hauteur relative des vagues est inférieure au seuil de déferlement ($\gamma < 0,55$), l'énergie des houles incidentes est dissipée par la friction de fond. Le platier du récif barrière nord, plus large, dissipe, par conséquence, une plus grande quantité d'énergie que celui du sud (valeurs maximales proches de 99 % pour le nord et entre 96 et 97 % pour le sud). Lorsque $\gamma > 0,55$ le déferlement est dominant, la différence d'atténuation entre le nord et le sud est plus faible, respectivement 99,5 % et 98,5 %, car les quantités d'énergie dissipées par déferlement ne sont pas tributaires de la largeur du récif mais de la profondeur d'eau et de la hauteur des vagues au niveau du front externe du récif. Néanmoins, les vagues secondaires générées lors du déferlement se propagent à travers le platier récifal et perdent de nouvelles quantités d'énergie par friction de fond. Ces vagues secondaires vont donc dissiper une plus grande partie de l'énergie au nord qu'au sud en raison de la largeur du platier récifal.

Second facteur, les mesures de hauteurs d'eau effectuées sur les pentes externes des récifs barrières au cours de l'expérimentation montrent une variabilité spatiale des caractéristiques du marnage, l'amplitude de la marée étant plus grande au sud qu'au nord. La différence de marnage entre les récifs barrières nord et sud de Mayotte, faible en mortes-eaux, atteint plusieurs dizaines de centimètres lors des périodes de vives-eaux ([Fig. 5.13](#)). Comme les platiers des récifs barrières atteignent une élévation limite à proximité du niveau des basses mers de vives-eaux moyennes, cette différence de marnage implique une hauteur d'eau plus importante à marée haute sur le Récif du sud que sur le Grand Récif du nord-est. Nous pouvons estimer à une trentaine de centimètres cette différence en période de vives-eaux. Par conséquent, les processus responsables de la réduction de l'énergie des houles seront moins actifs à marée haute sur le récif barrière sud. Il en résulte donc une moindre dissipation des houles océaniques dans la partie australe du lagon et des entrées d'énergie légèrement plus importantes lors des pleines mers.

En résumé, bien que la profondeur d'eau soit un paramètre critique de la modification des houles incidentes et de la dissipation de leur énergie sur les platiers récifaux, les résultats de cette expérimentation mettent également en évidence la dépendance de la réduction de l'énergie des vagues par rapport à l'extension spatiale des récifs coralliens : les récifs les plus larges dissipant plus d'énergie par friction de fond. Ces résultats ont des implications géomorphologiques significatives pour le transport des sédiments et le développement des formes littorales.

2.1.2. Profil hydrodynamique double récif barrière/littoral

Cette campagne de mesures hydrodynamiques s'est déroulée du 13 au 17 juin 2007 en période de vives-eaux (coefficients 84 à 93). Deux appareils de mesures ont été disposés en radiale, l'un sur l'estran de la baie de Mronabéja et le second sur le platier de la double barrière récifale (Fig 5.18 et Tab. 5.6). Il nous paraît important de signaler que l'objectif initial de cette campagne était de disposer 4 appareils en radiale à travers le lagon (un sur la pente externe du récif barrière sud, un sur la pente interne du récif barrière sud, un troisième sur la double barrière et le dernier sur le littoral). Les fortes conditions d'agitation rencontrées dans le lagon et celles attendues à l'extérieur du lagon le jour de la mise à l'eau des appareils (Hs supérieur à 2 m au large, cf. Fig. 5.4), nous ont contraint à réduire le déploiement instrumental pour des raisons évidentes de sécurité. Par conséquent, les résultats de cette campagne sont en partie tronqués.

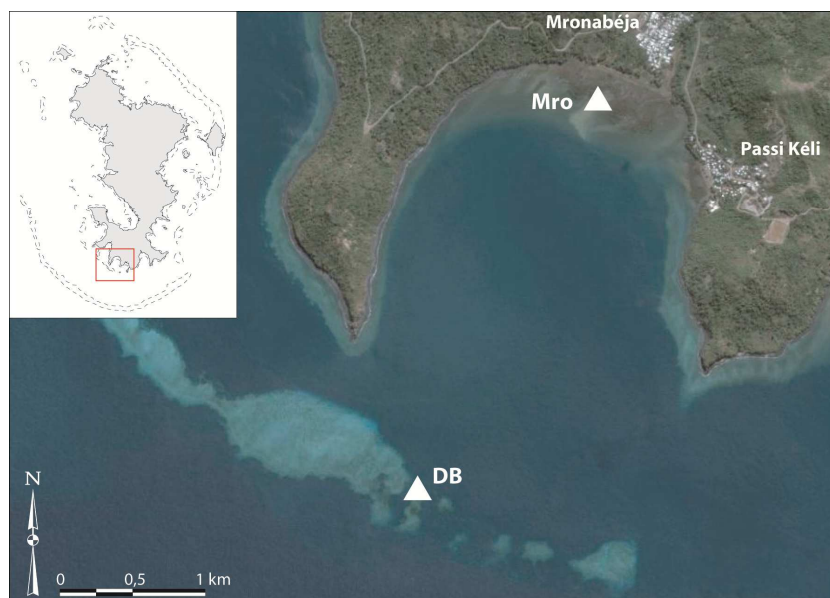


Figure 5.18 : Localisation des instruments déployés pour la radiale hydrodynamique double récif barrière/littoral (Image satellitale GoogleEarth©, 26/06/2005, 12°59'00''S – 45°06'50''E).

Localisation	Instrument	Elévation	Début des mesures	Fin des mesures
DB – Double barrière (13°00'05.00''S – 45°06'42.88''E)	Midas DWR	-3,17 m sous le niveau marin moyen	13/06/2007 12h30	17/06/2007 09h30
Mro – Estran de Mronabéja (12°58'56.78''S – 45°07'16.37''E)	Midas DWR	-0,40 m (IGN 1950)	13/06/2007 12h00	17/06/2008 10h00

Tableau 5.6 : Résumé du déploiement instrumental du 13 au 17 juin 2007 pour la caractérisation des paramètres des houles de la radiale double récif barrière/littoral. Les appareils de mesures sont localisés dans la [figure 5.18](#).

Au cours de cette campagne expérimentale, la vitesse moyenne du vent a été relativement élevée ($6,5 \text{ m.s}^{-1}$) avec plusieurs pointes à 10 m.s^{-1} . La direction du vent est demeurée constamment orientée au secteur S ou SSE. Une synthèse des paramètres de la houle enregistrés au cours du déploiement est présentée dans la [figure 5.19](#). La hauteur significative mesurée varie de 0,3 à 0,9 m sur la double barrière et de 0,2 à 0,5 m pour l'appareil sur le littoral. Les périodes pics oscillent entre 4 et 12 s. L'évolution de la hauteur significative de la houle montre des variations similaires au cours de l'expérimentation pour les deux appareils. La hauteur significative des vagues apparait fortement dépendante des conditions météorologiques mais également du niveau d'eau. En effet, les vagues enregistrées sur la double barrière et sur le littoral sont déjà atténuées par le récif barrière sud. Nous avons vu précédemment (paragraphe 2.1.1.3 de ce chapitre) que la hauteur des houles dans le lagon était en grande partie contrôlée par la hauteur d'eau sur les récifs barrières et que la dissipation des houles océaniques décroît avec la hausse du niveau d'eau ([Fig. 5.16](#)). En conséquence, les hauteurs d'eau les plus élevées entraînent de plus grandes entrées de houles dans le lagon. A noter que les enregistrements du houlographe sur la double barrière, totalement immergé même lors des basses mers, semblent indiquer que l'énergie des houles océaniques est entièrement dissipée à marée basse par les récifs barrières. Seule l'agitation générée par les vents sur le fetch lagonaire est enregistrée durant les basses mers ($H_s < 0,1 \text{ m}$).

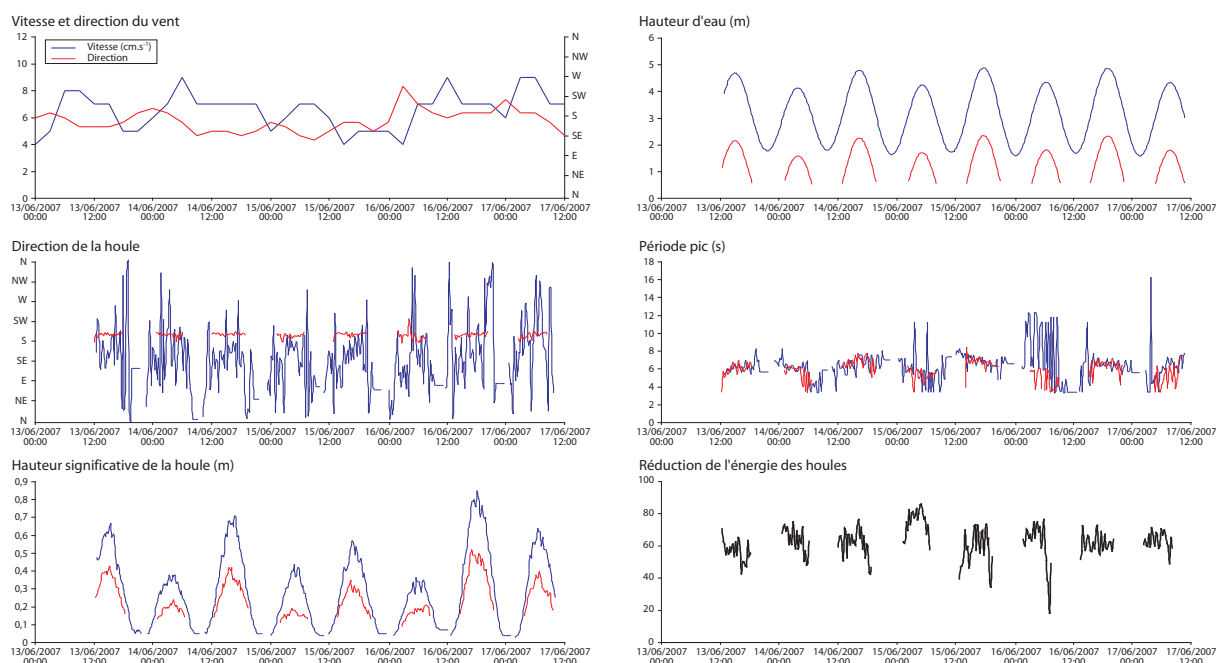


Figure 5.19 : Synthèse des paramètres des houles et du vent associé lors de la campagne double barrière/littoral. Les traits en bleu et rouge présentent respectivement les données enregistrées sur la double barrière récifale et sur le littoral. Les appareils sont localisés dans la [figure 5.18](#).

Les niveaux d'eau semblent également contrôler la direction de la houle mesurée sur la double barrière. A marée basse, les vagues de petites tailles proviennent d'un grand secteur E alors que lors des pleines mers, la direction des houles s'oriente au S ou SE. Les phénomènes de réfraction et de diffraction produits par le récif et modulés par la hauteur d'eau semblent être la principale cause de ces variations. De même, la réfraction des houles dans la baie de Mronabéja est responsable de la provenance unidirectionnelle SSW des vagues au point de mesure sur le littoral.

La différence de la hauteur significative des vagues mesurée entre la double barrière et le littoral signale une réduction de l'énergie des vagues lors de leur propagation en direction de la côte (Fig. 5.19). La réduction d'énergie (δE), estimée à partir de l'équation 5.1, est cependant très variable et oscille entre 18 % et 86%. La figure 5.20a donne une indication de la relation entre la hauteur d'eau et la réduction de l'énergie des vagues. L'atténuation des houles ne montre pas de corrélation avec la hauteur d'eau et ainsi les taux de réduction de l'énergie les plus élevés ne correspondent pas forcément aux niveaux d'eau inférieurs. De même, il n'existe pas de corrélation entre la hauteur significative des houles et leur atténuation comme le montrent la figure 5.19 et les spectres des houles en période calme et agitée (Fig.5.20b et 5.20c).

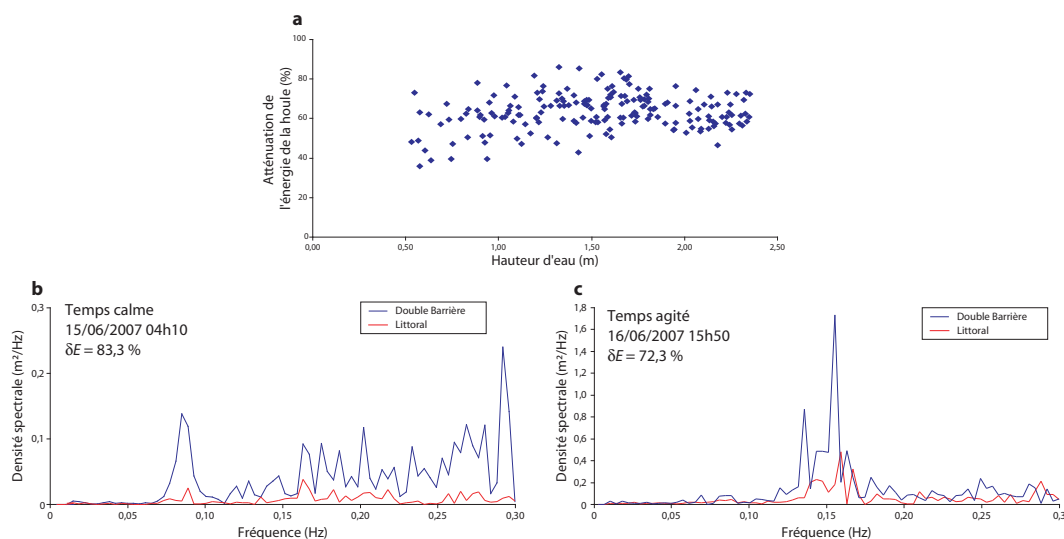


Figure 5.20 : Relation entre l'atténuation de l'énergie des vagues et la hauteur d'eau (a) et sélection de spectres de houles associés aux *bursts* de pleine mer représentatifs des conditions calmes (b) et agitées (c).

Les résultats de cette campagne, limités par rapport aux objectifs initiaux, permettent néanmoins de remarquer le gradient d'énergie entre la double barrière et le littoral de la baie de Mronabéja. Cette perte d'énergie semble résulter de la combinaison de nombreux processus dont la réfraction et la diffraction de la houle lors de sa propagation sur le platier récifal et dans la baie de Mronabéja. De plus, même si l'expérimentation n'a pas permis de mesurer l'effet direct de la double barrière sur la réduction des houles, il semble probable que ce platier récifal entraîne une réduction de l'énergie des vagues par friction de fond lors de leur propagation au-dessus du récif (cf. paragraphe 2.1.1.3 de ce chapitre). Le taux d'atténuation généré par la double barrière sera dépendant de la largeur de son platier et de la profondeur d'eau au-dessus du récif. Ainsi, il est fortement probable que le double récif barrière, en dissipant une partie de l'énergie des vagues lagonaires, entraîne des conditions d'agitation plus calme pour les baies de Mronabéja et surtout de Kani Kéli par rapport aux baies adjacentes dépourvues de la protection supplémentaire qu'offre ce récif.

2.2. Influences des récifs frangeants sur les mouvements des masses d'eau

Les récifs frangeants, large de 50 à 800 m, ceinturent l'ensemble des littoraux sur un linéaire de 160 km (Porcher *et al.*, 2002). Ils sont parfois interrompus à l'embouchure des rivières les plus importantes, en fond de baies, laissant alors place à un milieu essentiellement vaseux parsemé de patates coralliennes. Afin d'appréhender l'action des récifs frangeants sur la circulation hydrodynamique, plusieurs expérimentations ont été entreprises sur deux sites lors des campagnes hydrodynamiques de juin 2007 et février/mars 2008.

2.2.1. Site expérimental de Mtsanga Gouéla

Le site de Mtsanga Gouéla se localise au sud-ouest de Mayotte à proximité du village de Bouéni (12°54'54''S – 45°04'44''E). Le récif frangeant, large de 300 m, borde une plage de sable mixte (volcanique et biodétritique) longue de près de 350 m et délimitée par deux petits caps rocheux. Du trait de côte vers le large, la morphologie du récif est marquée par (Fig. 5.21) :

- 1) Un chenal d'embarcation délimitant la plage et le récif frangeant proprement dit. Ce chenal large de 30 à 70 m est recouvert de sédiments sablo-vaseux. Il est en légère dépression (50-60 cm) par rapport au reste du platier récifal.

- 2) Le platier récifal constitue une zone sub-horizontale, presque totalement émergée (de 20 à 25 cm) aux basses mers de vives-eaux. Il est constitué d'une dalle calcaire, recouverte d'accumulations sédimentaires composées de matériaux biodétritiques et colonisée par des herbiers de phanérogames marines. La transition entre le platier et le chenal se fait à travers une « marche » d'une hauteur comprise en 60 et 80 cm. Cette marche n'est pas rectiligne mais s'organise plutôt en une succession composée d'un alignement de micro-atolls envasés (Fig. 5.23).

- 3) Le front récifal se trouve dans la continuité du platier à accumulation détritique, à une profondeur similaire ou légèrement moindre. Ce front se présente sous la forme d'une frange riche en colonies coralliennes, vivantes et diversifiées (principalement *Porites* et *Acropora*). Ce front récifal se poursuit par une pente externe sub-verticale qui assure la transition entre le récif frangeant et les fonds lagonaire.

Deux courtes campagnes de mesures ont été réalisées sur ce récif, la première au mois de juin 2007 et la seconde en février 2008 (Tab. 5.7 et Fig. 5.21). Ces expérimentations avaient pour objectif la détermination des influences du récif frangeant et de ses caractéristiques morphologiques sur la circulation des masses d'eau ainsi que sur l'évolution des houles.

Localisation	Instrument	Elévation	Début des mesures	Fin des mesures
J1 – Platier récifal (12°54'54.68''S – 45°04'42.80''E)	ADCP	-1,85m (IGN 1950)	13/06/2007 21h00	14/06/2007 21h00
J2 – Chenal (12°54'54.78''S – 45°04'46.93''E)	ADV	-1,70 m (IGN 1950)	13/06/2007 21h00	14/06/2007 09h00
J3 – Bas de plage (12°54'53.45''S – 45°04'48.94''E)	ADCP	-1,14 m (IGN 1950)	13/06/2007 21h00	14/06/2007 21h00
F1 – Front récifal (12°54'55.30''S – 45°04'39.34''E)	ADCP	-2,11 m (IGN 1950)	22/02/2008 12h00	24/02/2008 12h00
F2 – Platier récifal (12°54'54.48''S – 45°04'43.96''E)	ADV	-1,52 m (IGN 1950)	22/02/2008 12h00	24/02/2008 12h00
F3 – Bas de plage (12°54'53.55''S – 45°04'48.92''E)	ADCP	-1,20 m (IGN 1950)	22/02/2008 12h00	24/02/2008 12h00

Tableau 5.7 : Résumé des déploiements instrumentaux pour la caractérisation des mouvements des masses d'eau sur le récif de Mtsanga Gouéla. Les lettres font référence au mois de la mission et les chiffres à la position des appareils de mesures localisés dans la figure 5.21.

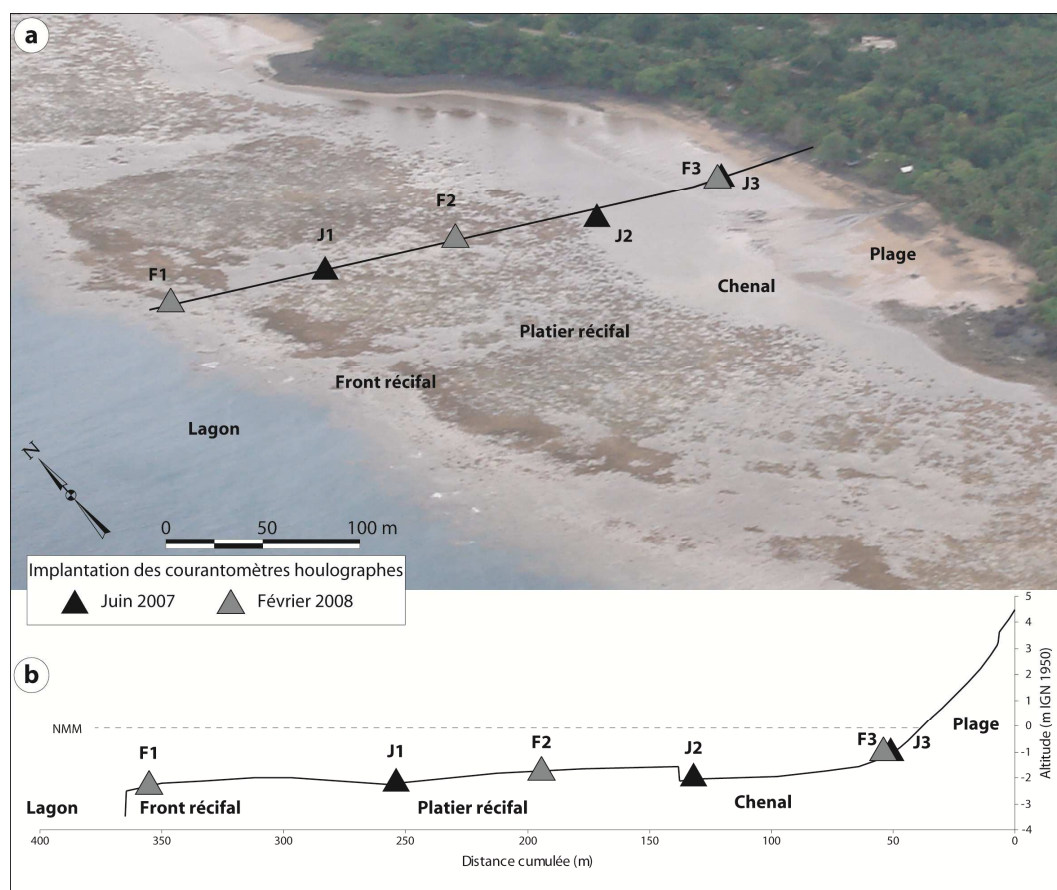


Figure 5.21: Déploiement des courantomètres houlographes sur le site de Mtsanga Gouéla, commune de Bouéni. (a) Photographie aérienne oblique montrant les différentes unités morphologiques du récif frangeant ainsi que la localisation des appareils (photographie prise en période de vives-eaux le 08 mars 2008, cliché M. Jeanson). (b) Profil topographique de la plage et du récif frangeant et localisation des instruments de mesures précédemment mentionnés dans le [tableau 5.7](#).

2.2.1.1. Campagne de juin 2007

Au cours de cette courte campagne de mesures réalisée les 13 et 14 juin 2007 deux marées, dont les coefficients respectifs sont 88 et 84, ont été enregistrées. Le vent a été relativement modéré et constant lors de la période d'enregistrement avec une direction S à SSE et une vitesse maximale de 9 m.s^{-1} . La [figure 5.22](#) présente une synthèse des conditions hydrodynamiques enregistrées au cours de la campagne. La direction de la houle est W à SSW avec des périodes pics qui oscillent entre 6 et 14 s. La hauteur significative de la houle est de l'ordre de 0,4 m au maximum pour l'appareil le plus proche du front récifal, 0,3 m pour celui en bas de plage et elle montre une évolution similaire au cours des cycles tidaux pour l'ensemble des appareils.

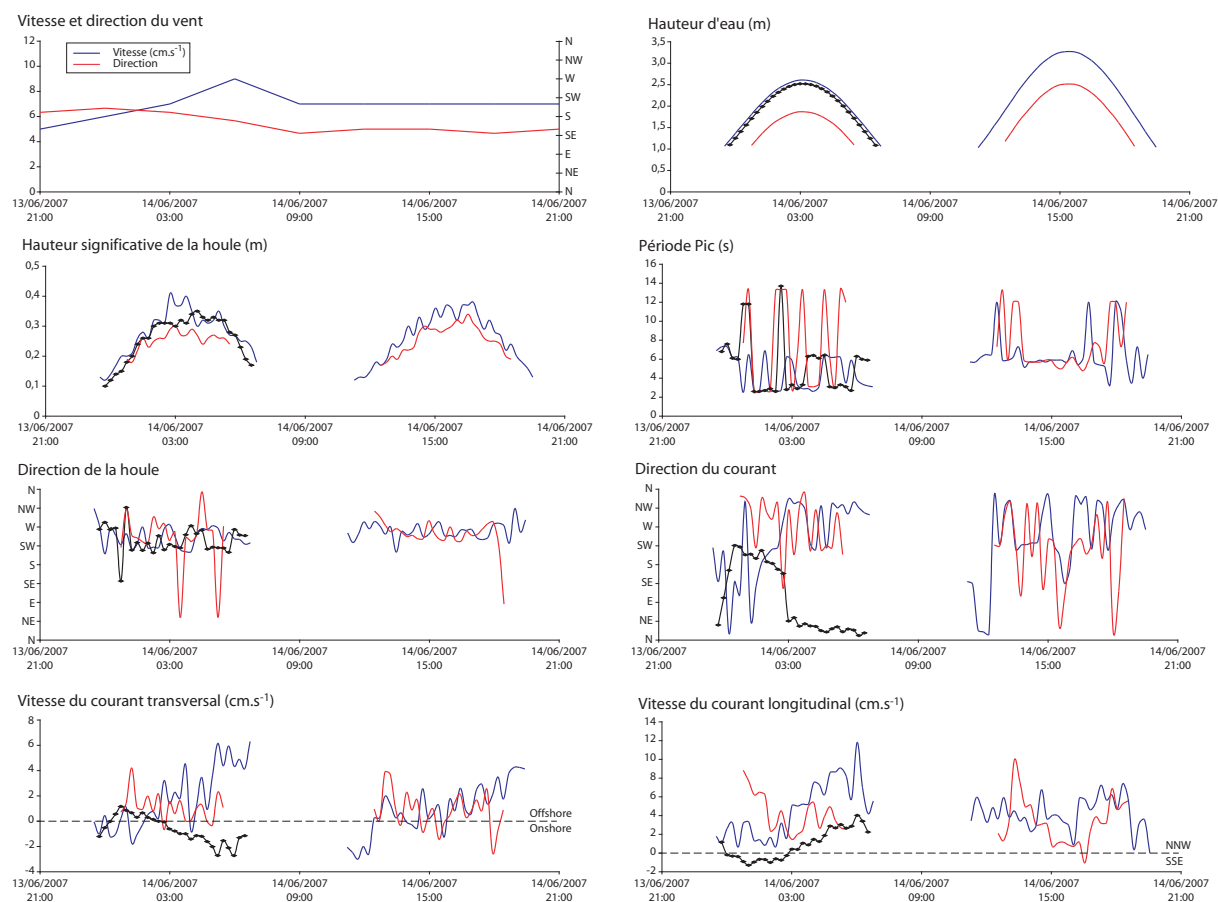


Figure 5.22 : Synthèse des conditions hydrodynamiques et du vent associé lors de la campagne de juin 2007 sur le récif frangeant de Mtsanga Gouéla. Les traits en bleu, noir à point et rouge présentent respectivement les données aux points J1, J2 et J3 localisés dans la [figure 5.21](#).

Les directions des courants moyens sur les trois points de mesures montrent en revanche des comportements différents au cours de l'expérimentation. Le courant mesuré sur le point le plus externe du récif a porté principalement au N ou NW quel que soit le niveau d'eau et aucune modulation tidale de la direction du courant n'est détectable. Ce courant orienté au NW montre ainsi le forçage des vagues sur la circulation locale (le courant de flot est normalement orienté au S-SE, [Idier et al., 2008](#)). La composante transversale est dirigée plutôt vers la côte dans la première partie de la marée puis vers le large après la pleine mer. Pour le point de mesure en bas de plage (J3), la direction du courant montre une plus grande complexité marquée par des fluctuations avec cependant une direction préférentielle vers le NW. Si le courant transversal ne montre aucune direction préférentielle, le courant longitudinal est exclusivement dirigé vers le NNW et reflète probablement l'activité de la houle et de son déferlement oblique par rapport au trait de côte qui engendre un courant de dérive littorale.

L'analyse des courants enregistrés par l'appareil de mesure J2, localisé dans le chenal au cours de la première marée (Fig. 5.21 et Fig. 5.23), laisse apparaître un comportement différent de celui des autres points de mesure. Le courant mesuré porte au début de la marée vers le NE et l'E, puis il s'oriente vers le S jusqu'à la pleine mer où il bascule vers le N-NNE jusqu'à marée basse. Le courant transversal et le courant longitudinal présentent des évolutions similaires avec un basculement rapide de leur direction à pleine mer. Les vitesses de ces courants sont très faibles et montrent des valeurs maximales en fin de marée descendante ($2,5 \text{ cm.s}^{-1}$ pour le courant transversal et 4 cm.s^{-1} pour le courant longitudinal). La relation entre le fonctionnement du chenal et les flux de marée apparaît assez claire. L'examen des courants transversaux et longitudinaux semble également indiquer que l'arrivée et la vidange des masses d'eau sur le platier récifal s'effectuent en partie par le chenal (courant *offshore* à marée montante et *onshore* à marée descendante au point de mesure J2, Fig. 5.22). Ces données courantologiques traduisent probablement l'existence d'une chenalisation des écoulements en arrière du récif frangeant.

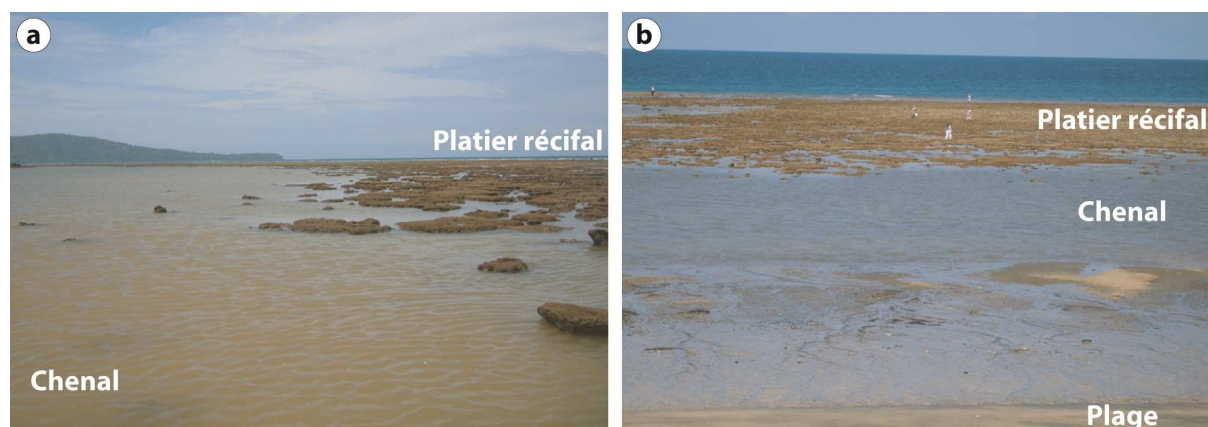


Figure 5.23 : Vues longitudinale (a) et transversale (b) de la limite entre le chenal et le platier détritique du récif frangeant (Clichés M. Jeanson, 23/02/2008).

2.2.1.2. Campagne de Février 2008

Cette seconde courte campagne de mesures a été effectuée du 22 au 24 février 2008. L'objectif de cette expérimentation, outre celui de mesurer la circulation des masses d'eau, est de cerner l'évolution des paramètres hydrodynamiques et notamment l'énergie de la houle à travers le récif frangeant. Quatre marées dont les coefficients sont respectivement 97 ; 96 ; 94 et 92 ont été enregistrées. Le vent, relativement modéré lors du début de l'enregistrement avec 8 m.s^{-1} , montre ensuite une atténuation progressive de sa vitesse. Sa direction est restée

constante et orientée au NW. La [figure 5.24](#) présente une synthèse des conditions hydrodynamiques au cours de la campagne. La direction de la houle est W à WNW avec des périodes pics qui oscillent entre 6 et 12 s. La hauteur significative de la houle, de l'ordre de 1 m en début de campagne, décroît progressivement au cours des enregistrements pour atteindre 0,6 m lors de la dernière marée. La hauteur significative montre une évolution similaire au cours de l'expérimentation pour l'ensemble des appareils. A noter qu'aucune donnée de houle, enregistrée au cours de la deuxième marée par l'appareil le plus au large (F1), n'est présentée en raison de mesures incohérentes.

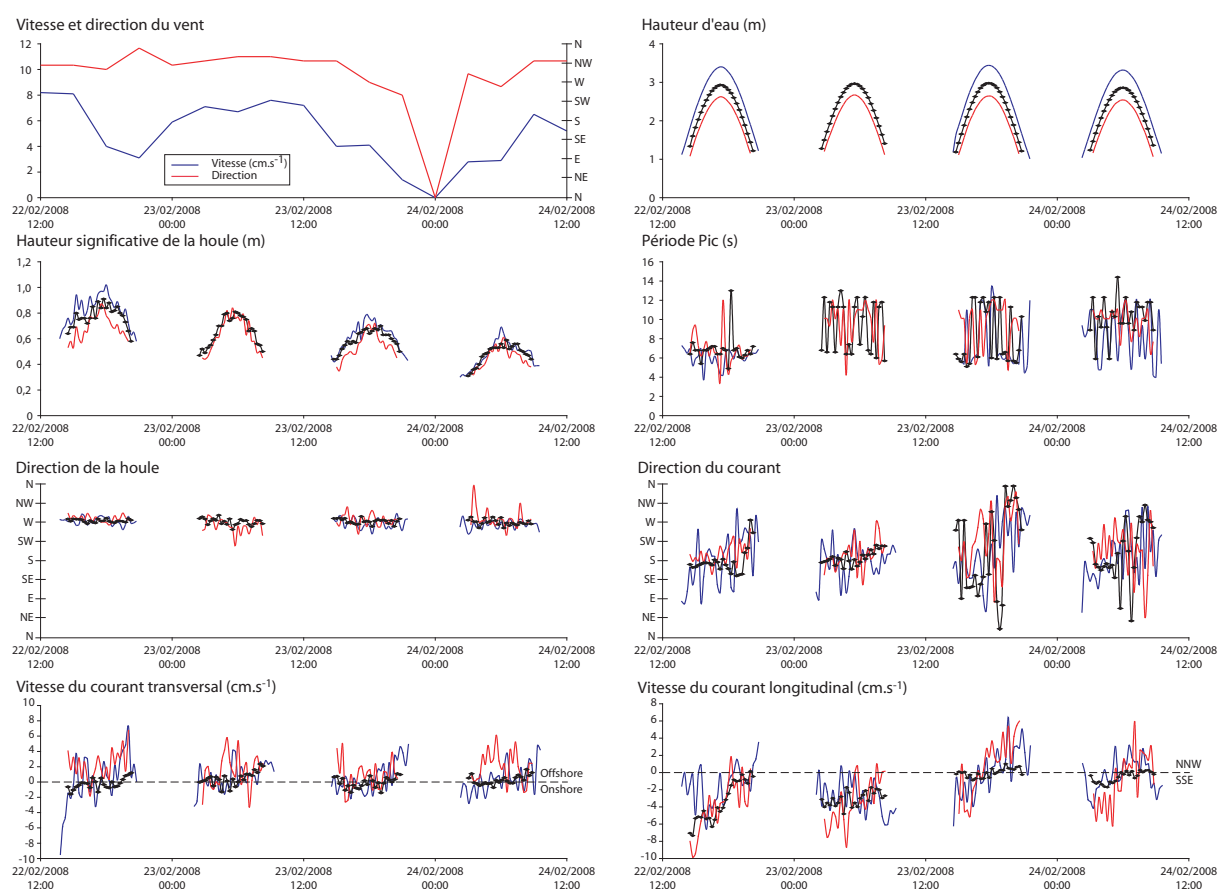


Figure 5.24 : Synthèse des paramètres des houles et du vent associé lors de la campagne de février 2008 sur le récif frangeant de Mtsanga Gouéla. Les traits en bleu, noir à point et rouge présentent respectivement les données aux points F1, F2 et F3 localisés dans la [figure 5.21](#).

La différence de la hauteur significative des vagues mesurée entre le front récifal (F1) et le littoral (F3) est synonyme d'une réduction de l'énergie de celles-ci lors de leur propagation vers direction de la côte. La réduction d'énergie (δE), estimée à partir de l'équation 5.1, est cependant très variable et oscille entre 3% et 60% ([Fig. 5.25a](#)). La [figure](#)

5.25b donne une indication de la relation entre la hauteur d'eau et la réduction de l'énergie des vagues. L'atténuation des houles à travers le récif ne montre pas de corrélation nette avec la hauteur d'eau et ainsi les taux de réduction de l'énergie les plus élevés ne correspondent pas forcément aux niveaux d'eau inférieurs même si l'atténuation des houles est légèrement plus faible à marée haute. La hauteur relative des vagues (Eq. 5.2) semble en revanche plus déterminante dans les processus de transmission de l'énergie (Fig. 5.25c). Le calcul de ce paramètre permet dans un premier temps de constater que la hauteur relative des vagues au cours de l'expérimentation était toujours inférieure au seuil de déferlement $\gamma = 0,55$ (Gourlay, 1993 ; Massel, 1996 ; Brander *et al.*, 2004 ; Daly et Brander, 2006) pour les hauteurs d'eau supérieures à 1 m. Ces différents résultats montrent donc que, pour les conditions d'agitation observées au cours de la campagne et pour les hauteurs supérieures à 1 m, la totalité de l'énergie des vagues incidentes a été dissipée par friction de fond.

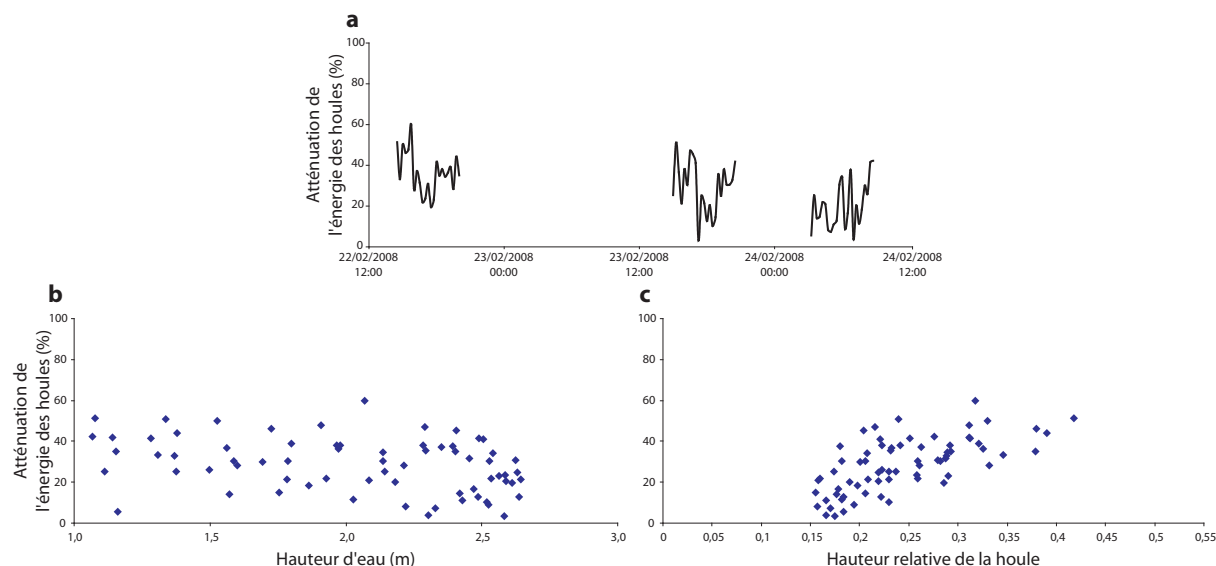


Figure 5.25 : Atténuation de l'énergie des vagues à travers le récif frangeant de Mtsanga Gouéla (a) ; relation entre l'atténuation de l'énergie des houles et les variations de la hauteur d'eau (b) ; relation entre l'atténuation de l'énergie des houles et la hauteur relative des vagues γ (c). La modulation de l'atténuation de l'énergie par la hauteur d'eau est peu visible alors que le contrôle de la réduction d'énergie par la hauteur relative des vagues semble plus évident.

L'accroissement de la hauteur relative des vagues induit une augmentation des interactions turbulentes entre les mouvements orbitaux des houles et les fonds rugueux du récif (Lowe *et al.*, 2005). La réduction de l'énergie des vagues sera donc plus importante avec l'augmentation de la hauteur relative des vagues. Ainsi, au cours de cette expérimentation où la hauteur d'eau est restée constante entre les marées, l'atténuation de l'énergie des vagues

entre le front récifal et l'arrière récif décroît parallèlement à la hauteur significative de la houle enregistrée (moyennes pour chaque marée, marée 1 : $H_s = 0,86$ m, $\delta E = 0,36$; marée 3 : $H_s = 0,65$ m, $\delta E = 0,30$; marée 4 : $H_s = 0,51$ m, $\delta E = 0,20$).

La figure 5.26 montre l'atténuation de la hauteur significative de la houle aux points de mesure F2 et F3 par rapport à F1 pour chaque marée. L'examen de cette figure et des résultats associés révèle une augmentation de l'atténuation de la hauteur significative de la houle avec l'accroissement de la distance par rapport au front récifal. Le taux d'atténuation des houles est toujours supérieur à l'arrière du récif (F3) qu'à mi-platier (F2). La largeur des récifs exerce un contrôle significatif sur la quantité d'énergie des vagues dissipée lorsque la friction de fond est le processus prépondérant (Lowe *et al.*, 2005, Daly et Brander, 2006 ; Kench et Brander, 2006). Par conséquent, et comme le traduisent les données enregistrées sur le platier récifal de Mtsanga Gouéla, l'atténuation de la hauteur des vagues s'accroît progressivement sur le platier récifal en direction de l'arrière-récif et du trait de côte. Ce constat est valable pour l'ensemble des marées enregistrées avec cependant des taux d'atténuation plus faibles lors des marées 2 et 3. En effet, comme nous l'avons précédemment décrit, l'atténuation des houles augmente lorsque la hauteur significative de la houle croît.

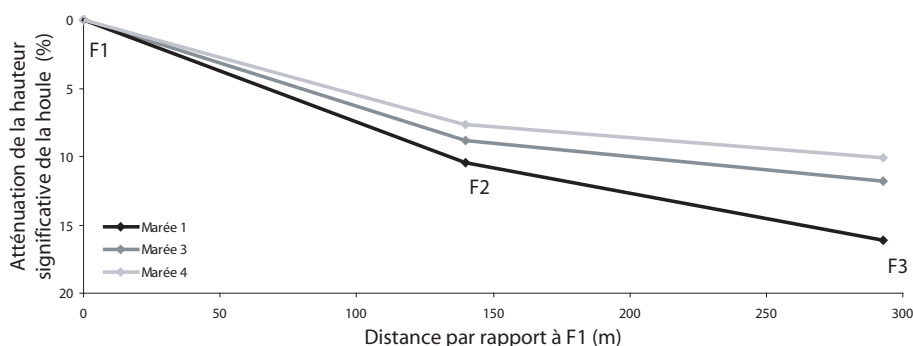


Figure 5.26 : Atténuation de la hauteur significative de la houle en fonction de la distance depuis le front récifal sur le récif frangeant de Mtsanga Gouéla. Les données de vague des pleines mers ont été isolées (c'est-à-dire tous les bursts d'une fenêtre de 2 heures centrée sur chaque marée haute). L'augmentation de l'atténuation de l'énergie des vagues avec l'accroissement de la distance depuis le front récifal est bien visible. La hauteur d'eau entre chaque marée étant équivalente, cette figure montre également que plus la hauteur significative des houles incidentes est importante (Fig. 5.24) plus l'atténuation de leur énergie est élevée sur l'ensemble du profil.

Enfin, la [figure 5.26](#) permet également de remarquer que l'atténuation de l'énergie des houles est plus importante entre F1 et F2 qu'entre F2 et F3 malgré une distance équivalente. Cette dissemblance pourrait être engendrée par la différence de rugosité entre le fond du platier externe (présence de coraux et de débris grossiers) et le fond du platier interne (absence de coraux, sédiments plus fins). L'atténuation des houles engendrée par friction de fond s'accroît avec l'augmentation de la rugosité ; celle-ci entraîne de plus fortes interactions entre les mouvements orbitaux des houles et la surface récifale ([Falter et al., 2004](#) ; [Sheppard et al., 2005](#) ; [Lowe et al., 2005](#)). La rugosité supérieure du fond du platier externe pourrait en conséquence être responsable de cette différence d'atténuation entre le platier externe et le platier interne, mais ceci reste hypothétique et dépasse le cadre de ce travail.

Concernant les courants mesurés sur le platier récifal, cette expérience permet de remarquer, comme lors de la campagne de juin 2007, l'action des vagues sur la circulation des masses d'eau. Lors des deux premières marées, les courants enregistrés aux trois points de mesures portent vers le S-SW quel que soit le niveau d'eau. En revanche, lors des deux dernières marées, les courants montrent une alternance entre les directions S-SE à marée montante et N-NW à marée descendante. Ces observations traduisent l'effet du forçage des houles sur les mouvements des masses d'eau sur le platier récifal. Les fortes vagues de provenance WNW au cours des 2 premières marées ($H_s > 0,8$ m) induisent un flux qui porte dans la direction de leur propagation. Cette direction est opposée à celle observée en juin 2007 (NNW) lorsque les houles dominantes étaient de provenance sud. Lorsque H_s diminue, le forçage généré par les vagues s'estompe et les courants induits par la marée redeviennent dominants. Ces observations se reflètent sur les courants longitudinaux, exclusivement orientés au SSE lors des marées 1 et 2, alors que le changement de direction lié au flot et le au jusant est bien visible pour les marées 3 et 4.

2.2.2. Site expérimental de Bandrélé

Le site de Bandrélé se localise sur la côte sud-est de Mayotte à proximité du village du même nom (12°54'30''S – 45°11'50''E). Ce site est caractérisé par une baie, large de 2 km, au fond de laquelle se développe une mangrove de plus de 33 ha. Cette mangrove est précédée, côté lagon, par un estran nu sablo-vaseux marqué par la présence de nombreuses barres sableuses intertidales puis par un récif frangeant. Ce récif, comme l'ensemble des récifs frangeants de Mayotte est constitué d'un platier récifal sub-horizontale, presque totalement émergé aux basses mers de vives-eaux (de 20 à 25 cm), précédé vers le large d'un front récifal colonisé par des coraux (principalement *Porites et Acropora*). Par endroit, un chenal d'embarcation délimite l'estran sablo-vaseux et le récif frangeant.

La géométrie et la morphologie de ce récif frangeant sont particulièrement complexes (Fig. 5.27). Le tracé du front récifal est très sinueux et est caractérisé par des « entrants » en direction du littoral plus ou moins larges et profonds, souvent prolongés par les chenaux d'embarcation. De même, le platier récifal est marqué par l'existence de dépressions fermées profondes de quelques mètres d'eau, parfois nommées « trous bleus » en raison de la couleur de l'eau liée à la plus grande profondeur. L'origine de ces dépressions et de ces entrants n'est pas connue ; elle est certainement complexe et probablement à mettre en rapport avec les processus géomorphologiques lors de variations du niveau marin holocènes ainsi qu'à la croissance subséquente des récifs.

Afin d'évaluer l'influence de la morphologie du récif frangeant sur les écoulements des masses d'eau, deux courantomètres houlographes ont été déployés au cours d'une courte campagne de mesures hydrodynamiques (Tab. 5.8 et Fig. 5.27). Les appareils ont été installés à proximité d'un des entrants qui pénètre le récif frangeant en direction de la côte sur 200 m et qui se prolonge par des chenaux moins profonds. Ban1 a été implanté sur le flanc externe d'une barre sableuse alors que Ban2 a été mis en place sur la crête de l'une d'elles.

Localisation	Instrument	Elévation	Début des mesures	Fin des mesures
Ban1 (12°54'54.68''S – 45°04'42.80''E)	ADCP	-1,55m (IGN 1950)	12/03/2008 12h00	13/03/2008 12h00
Ban2 (12°54'54.78''S – 45°04'46.93''E)	ADCP	-1,12 m (IGN 1950)	12/03/2008 12h00	13/03/2008 12h00

Tableau 5.8 : Résumé du déploiement instrumental pour la caractérisation des mouvements des masses d'eau sur le récif de Bandrélé. Les appareils de mesures sont localisés dans la figure 5.27.



Figure 5.27: Déploiement des courantomètres houlographes sur le site de Bandrélé. Cette image satellitale GoogleEarth© (Date de l'image : 08/06/2005 ; 12°54'54.68''S – 45°04'42.80''E) montre les différentes unités morphologiques et la complexité du récif frangeant ainsi que la localisation des instruments de mesures mentionnés dans le [tableau 5.8](#).

Cette courte campagne de mesures a été effectuée les 12 et 13 février 2008. Les paramètres hydrodynamiques ont été enregistrés sur deux marées dont les coefficients respectifs étaient de 81 et 73. La vitesse du vent lors de cette expérience a été faible, variant de 1 à 5 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Sa direction a été principalement orientée au N et NW. La [figure 5.28](#) présente une synthèse des conditions hydrodynamiques enregistrées au cours de la campagne. La direction de la houle a été essentiellement SE avec des périodes pics qui oscillaient entre 6 et 12 s. La hauteur significative de la houle a été très faible sur les deux marées, de l'ordre de 0,2 m pour le point d'enregistrement Ban1 et 0,1 m pour Ban2.

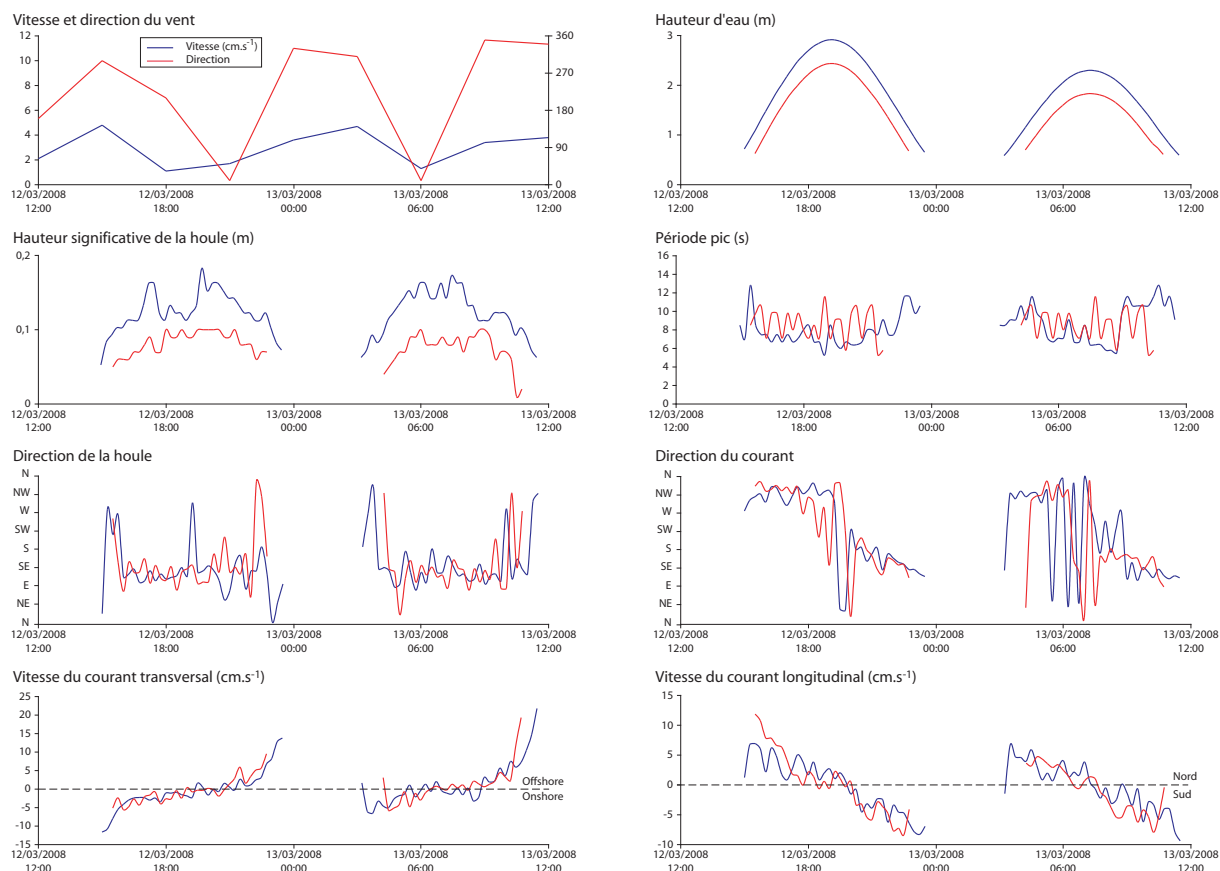


Figure 5.28 : Synthèse des conditions hydrodynamiques et du vent associé lors de la campagne des 12 et 13 mars 2008 sur le récif frangeant de Bandrélé. Les traits en bleu et rouge présentent respectivement les données mesurées par les appareils Ban1 et Ban2 localisés dans la [figure 5.27](#).

Les directions des courants moyens de fond sur les deux points de mesures montrent des comportements similaires. Les courants enregistrés lors de cette campagne apparaissent très liés à la marée. Du fait du faible forçage par le vent et par la houle, cette campagne illustre bien le signal courantométrique lié aux flux tidaux. Les courants enregistrés aux deux points de mesures ont porté principalement en début de marée jusqu'à marée haute vers le N-NW, puis ils se sont orientés au S-SE avec la baisse du niveau d'eau. Les courants transversaux reflètent l'alternance flot/jusant, avec des directions *onshore* à marée montante et *offshore* à marée descendante. La vitesse de ces courants, de l'ordre de 10 à 20 cm.s^{-1} au début et à la fin du cycle tidal, est minimale lors des pleines mers. Les courants longitudinaux montrent le même type d'évolution au cours de la campagne quel que soit le point de mesure, avec des vitesses maximales en début et fin de marée (7 à 12 cm.s^{-1}).

La [figure 5.29](#) montre les roses des courants pour chaque point de mesures à 0,5 m du fond (courants présentés dans la [figure 5.28](#)) et à 1,5 m au-dessus de la surface sédimentaire. Pour le point de mesure Ban1, les courants enregistrés à 1,5 m sont plus faibles que les courants de fond. Leur direction affiche également une légère différence d'orientation, NW-SE pour les courants à 0,5 m et NNW-SSE pour ceux à 1,5 m. Au point instrumenté Ban2, le comportement des courants à 0,5 et 1,5 m montre également quelques légères variations notamment pour les courants de flot moins marqués à 1,5 m du fond sédimentaire alors que les courants de jusant sont plus concentrés. Si les écoulements à 0,5 m enregistrés au point de mesures Ban1 semblent influencés par la topographie de la barre qui canalise l'écoulement des masses d'eau, les courants enregistrés à 1,5 m à Ban1 et ceux mesurés à Ban2 semblent montrer des directions préférentielles, NNW pour le flot et SSE pour le jusant, indépendamment de la profondeur d'eau.

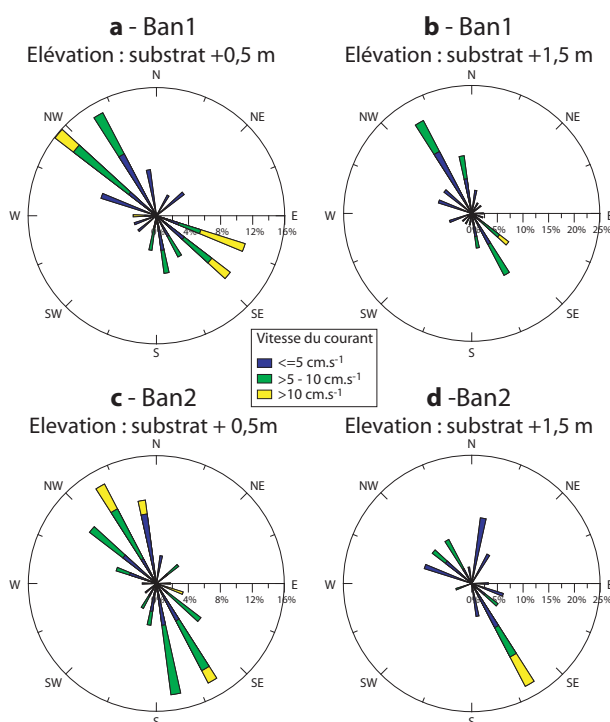


Figure 5.29 : Roses des courants lors de la campagne des 12 et 13 mars 2008 sur le récif frangeant de Bandrélé. (a) et (b) roses des courants au point de mesure Ban1 respectivement à +0,5 m et +1,5 m au dessus du substrat ; (c) et (d) roses des courants au point de mesure Ban2 respectivement à +0,5 m et +1,5 m au dessus du substrat. Les appareils Ban1 et Ban2 sont localisés dans la [figure 5.27](#).

Ces résultats semblent montrer que l'hydrodynamisme de cette partie du platier de Bandré est conditionné en partie par la morphologie particulière du récif frangeant et la présence de l'entrant au niveau du front récifal. Cette dépression topographique paraît constituer un passage privilégié pour les flux de marée. Les courants unidirectionnels (NNW pour le flot et SSE pour le jusant) enregistrés au point de mesures semblent indiquer qu'à marée montante, les masses d'eau pénètrent dans le système récifal par cette dépression puis se répandent sur le platier récifal perpendiculairement à son axe. Inversement, à marée descendante, les masses d'eau sont « aspirées » par le bas-fond.

Ces résultats montrent également que les barres sableuses interviennent dans la circulation des eaux, comme l'attestent les enregistrements des courants à 0,5 m du fond au point de mesure Ban1. Cependant, il convient de noter que nos observations sont limitées aussi bien temporellement que spatialement et ne permettent pas de cerner l'ensemble des interactions entre le récif frangeant, les barres et les agents dynamiques que sont le vent, la marée et surtout la houle. Cette dernière peut engendrer des courants de forçage comme nous l'avons vu sur le site de Mtsanga Gouéla et est considérée par de nombreux auteurs comme déterminante dans la courantologie récifale (Kraines *et al.*, 1998 ; Yamano *et al.*, 1998 ; Angwenyi et Rydberg, 2005; Callaghan *et al.*, 2006; Tamura *et al.*, 2007). Néanmoins, les résultats de notre courte campagne hydrodynamique montrent que la circulation des masses d'eau, au cours des deux marées enregistrées, est influencée par la morphologie récifale et que cette dernière conditionne en partie les flux et les échanges entre le platier récifal et le lagon. Les variations topographiques à la surface des récifs frangeants, telle que la présence de chenaux ou de dépressions, semblent représenter un paramètre fondamental de la circulation des masses d'eau sur les platiers des récifs frangeants.

En résumé, les résultats obtenus au cours de ces différentes campagnes sur les récifs frangeants de Mayotte montrent que l'hydrodynamisme des platiers récifaux est gouverné par des processus complexes et que chaque système récifal, du fait de ses caractéristiques morphologiques propres, présente un cas d'étude original. Les mouvements des masses d'eau dépendent non seulement des forçages extérieurs (vent, marée, houle), mais également de la morphologie récifale qui détermine la propagation des houles, les flux et les échanges entre le lagon et le récif.

Synthèse et conclusion

Les résultats de ce chapitre montrent plusieurs aspects de l'hydrodynamisme dans le complexe récifo-lagunaire de Mayotte. Les mouvements des masses d'eau sont conditionnés d'une part, par les forçages physiques environnementaux et d'autre part, par la morphologie des récifs coralliens.

Le régime des vents, marqué par l'alternance mousson/alizés, entraîne une variabilité temporelle des conditions d'agitation entre le nord et le sud de Mayotte, chacune des côtes étant alternativement exposée aux vents dominants. L'analyse des conditions météo-marines générales de la région de Mayotte a permis de constater la dominance des vents et des houles de secteur sud aussi bien en termes de vitesse ou de hauteur qu'en termes de fréquence d'observation.

Les résultats obtenus lors des différentes campagnes de mesures hydrodynamiques mettent en évidence l'influence des récifs coralliens sur l'hydrodynamisme lagonaire. Les radiales hydrodynamiques ont permis de mesurer la transformation de l'énergie des houles océaniques des fronts externes des récifs barrières jusqu'au littoraux et de caractériser la variabilité spatiale de la réduction de l'énergie des houles incidentes dans le lagon. Il apparaît que la magnitude de l'énergie résiduelle des vagues, après leur passage sur les récifs barrières, est plus importante au sud qu'au nord de l'île. En effet, bien que la profondeur d'eau soit un paramètre critique de la modification des houles incidentes et de la dissipation de leur énergie sur les platiers récifaux, les résultats de cette étude mettent également en évidence la dépendance de la réduction de l'énergie des vagues par rapport à la géométrie des récifs coralliens. Les récifs les plus larges dissipent une plus grande quantité d'énergie par friction de fond quels que soient le niveau d'eau et la hauteur significative de la houle incidente.

Les expériences hydrodynamiques ont également permis d'estimer l'action des récifs frangeants sur la circulation des masses d'eau. Comme pour les récifs barrières, la quantité d'énergie dissipée par les récifs frangeants est déterminée par la géométrie de l'édifice corallien, l'atténuation des houles augmentant avec la largeur du platier récifal. La diversité géomorphologique des récifs frangeants, exprimée par exemple par la présence de chenaux ou de dépressions topographiques, semble également être un paramètre fondamental contrôlant la circulation des masses d'eau sur les platiers.

Les résultats obtenus mettent en évidence l'importance de la géométrie récifale sur les processus hydrodynamiques. Ce contrôle exercé par les récifs coralliens sur le régime dynamique aura par conséquent des implications géomorphologiques significatives sur le

transport des sédiments et le développement des formes littorales. Il reflète parfaitement la notion de co-ajustements morphodynamiques inhérente à ces systèmes.

Chapitre 6

L'INFLUENCE LAGONAIRE SUR LA MORPHODYNAMIQUE DES MANGROVES

Introduction

Les expériences hydrodynamiques, réalisées dans le lagon de Mayotte et décrites dans le chapitre 5, ont permis de caractériser l'influence des récifs coralliens sur l'hydrodynamisme lagonaire. Les résultats montrent que la quantité d'énergie dissipée par les récifs est déterminée non seulement par les forçages extérieurs (vent, marée, houle), mais également par la morphologie et la géométrie des formes récifales qui contrôlent la propagation des houles, les flux et les échanges entre les récifs, le lagon et l'océan. L'énergie résiduelle, après le passage des vagues sur les récifs, devient l'énergie incidente responsable des processus géomorphologiques et des changements morphologiques affectant les mangroves. Le premier objectif de ce chapitre est d'examiner le lien entre l'architecture récifale, qui détermine le potentiel des processus hydrosédimentaires, et les caractéristiques de la dynamique des mangroves, précédemment étudiées dans le chapitre 4. Le chapitre se concentrera également sur les implications morphodynamiques résultant de la régression des mangroves des côtes sud et ouest. Enfin, la dernière partie de ce chapitre sera consacrée à l'étude de la variabilité des paramètres météo-marins de la région de Mayotte qui pourrait permettre d'expliquer l'évolution des mangroves à moyen terme.

1. Relation entre l'architecture récifale et l'évolution des mangroves

Les résultats du chapitre 4 montrent une opposition entre l'évolution des marges maritimes des mangroves du sud et de l'ouest de l'île. Il semble exister une relation entre l'orientation des fronts lagonaire des mangroves et l'évolution de celles-ci. La forte érosion mesurée sur les marges lagonaire des mangroves exposées à une direction comprise entre le

sud-est et l'ouest s'oppose à celles dont le front maritime est orienté entre les secteurs nord à est et qui présentent des formations pionnières stables ou en extension (Fig. 4.36 et Fig. 4.37).

Avec une superficie de près de 1500 km² et environ 270 km² de structures récifales, le lagon et le réseau de récifs de Mayotte montrent des formes et des caractéristiques morphologiques particulièrement variées (cf. paragraphe 1.3.3 du chapitre 1). Cette diversité morphologique va engendrer des différences spatiales de l'énergie des vagues sur les côtes de l'île et influencer les processus responsables de la dynamique des mangroves. Il convient donc d'examiner la relation entre l'architecture récifale du lagon de Mayotte et l'évolution des mangroves.

Le chapitre 5 a permis de montrer l'influence des caractéristiques géométriques et morphologiques des récifs coralliens sur l'hydrodynamisme lagonaire. Pour le récif barrière, les résultats des mesures hydrodynamiques montrent que la plus grande largeur du Grand Récif du Nord-est permet à ce dernier de dissiper de plus grandes quantités d'énergie des vagues incidentes que le Récif du Sud. En conséquence, la magnitude de l'énergie résiduelle des houles, après leur passage sur le récif barrière, est plus élevée au sud qu'au nord de l'île. Le reste du récif barrière est composé d'alignements de récifs plus petits, entrecoupés de portions de barrière submergées par plusieurs mètres d'eau. Ces secteurs, moins continus, sont essentiellement localisés dans le sud-est, où le récif barrière est modérément morcelé, et dans l'ouest où il est très morcelé et parfois assez fortement immergé. Ces discontinuités sont des éléments favorables à la pénétration des vagues océaniques dans le lagon, qui ne sont que très peu dissipées par les récifs coralliens en raison de la profondeur d'eau importante. La présence de nombreux gros blocs coralliens reportée par [Guilcher et al. \(1965\)](#) sur la bordure externe du récif frangeant au nord-ouest de la baie de Soulou (côte ouest de Mayotte aux abords du village de Mtsangamouji), semble accréditer la bonne pénétration de la houle océanique dans cette partie du lagon.

Comme pour les récifs barrières, la répartition et les caractéristiques morphologiques des récifs frangeants ne sont pas uniformes le long des côtes mahoraises. Pour évaluer la relation entre ces formations récifales et l'évolution des mangroves, nous avons examiné d'une part, les spécificités géométriques de ces récifs (largeur des platiers récifaux) et d'autre part, les caractéristiques et la structuration des divers assemblages coralliens et sédimentaires présents à la surface des platiers externes de ces récifs (Fig. 6.1).

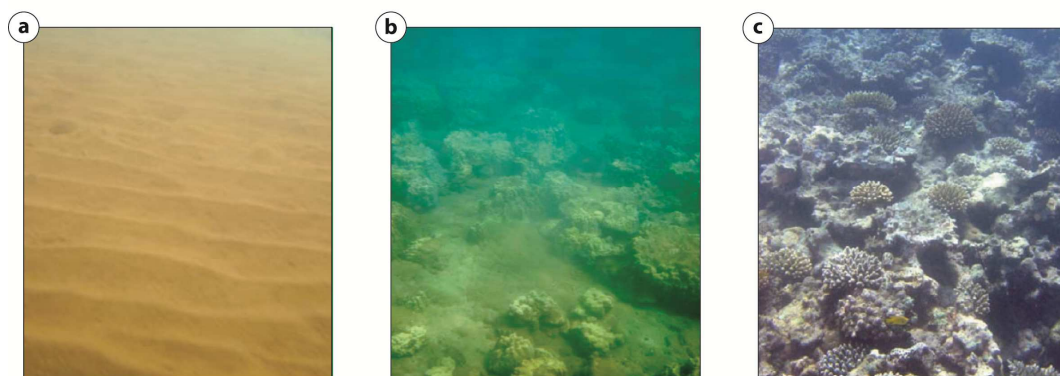


Figure 6.1 : Les différentes caractéristiques morphologiques des fronts récifaux rencontrés en avant des mangroves. (a) pente détritique sablo-vaseuse, (b) faciès de fond de baie à micro-atolls, et (c) platier continu (d'après Wickel et Thomassin, 2005).

D'une manière générale, les récifs frangeants en avant des mangroves de la côte nord de l'île se présentent sous la forme de larges platiers continus subhorizontaux avec un tombant vertical plus ou moins profond. A l'inverse, dans les fonds de baie du sud et de l'ouest de l'île, les récifs frangeants, en avant des mangroves, sont plus étroits et ils évoluent couramment vers des faciès à micro-atolls de *Porites* denses, puis épars, avant de disparaître pour faire place à des pentes douces sablo-vaseuses. Enfin, sur la côte est, les récifs frangeants précèdent les mangroves sont plus variés. Ils peuvent présenter un large platier continu (ex. Bandrélé), ou une simple pente sablo-vaseuse, comme à Hajangoua-sud. Cependant, dans la majorité des cas, les récifs frangeants qui précèdent les mangroves de cette côte sont constitués d'une succession des trois différents faciès décrits dans la [figure 6.1](#).

Le [tableau 6.1](#) montre la relation entre les caractéristiques géométriques et morphologiques des récifs frangeants et l'évolution des fronts externes des mangroves constatée dans le chapitre 3. Il ressort clairement que les fronts externes des mangroves en progression se situent en arrière des récifs frangeants continus et les plus vastes (ex. Majicavo-Lamir, Dzoumogné, Longoni, Bandrélé). Inversement, les mangroves qui présentent un front lagonaire en régression sont préférentiellement localisées en arrière des récifs frangeants les plus étroits et les moins bien structurées (ex. Passamaïnti-Tsoundzou, Hajangoua-sud, Mzouazia).

Les résultats des mesures hydrodynamiques sur les récifs frangeants ont montré, comme pour les récifs barrières, que la largeur du platier récifal était déterminante dans les processus hydrodynamiques (paragraphe 2.2 du chapitre 5). Les récifs frangeants les plus larges dissipent des quantités plus importantes de l'énergie des vagues incidentes. De même, les

platiers bien structurés et continus, plus rugueux, présentent une plus grande résistance à la propagation des vagues. Ces résultats ont des implications significatives pour le transport des sédiments et le développement des mangroves. Les processus géomorphologiques seront moins actifs à l'arrière des récifs frangeants les plus larges, dans notre cas au nord de l'île.

Mangrove (et localisation)	Largeur du platier en m*	Caractéristiques morphologiques**	Evolution du front lagonaire
Majicavo Lamir (nord)	750 (300-1000)	- Platier continu	Progression
Tsingoni (ouest)	550 (500-600)	- Faciès de fond de baie à microatolls - Pente sablo-vaseuse	Progression
Dzoumogné (nord)	550 (350 -700)	- Platier continu - Faciès de fond de baie à microatolls	Progression
Majicavo Koropa (nord)	550 (200-950)	- Platier continu	Progression
Bandrélé (est)	450 (250 -700)	- Platier continu	Progression
Longoni (nord)	430 (250-700)	- Platier continu	Progression
Baie de Bouéni (ouest)	400 (250-1200)	- Faciès de fond de baie à microatolls - Pente sablo-vaseuse - Platier continu	Régression
Dembéni (est)	380 (250-600)	- Faciès de fond de baie à microatolls - Pente sablo-vaseuse - Platier continu	Progression
Chiconi (ouest)	350 (250-520)	- Faciès de fond de baie à microatolls - Pente sablo-vaseuse	Régression
Mgombani-Baobab (est)	350 (200-450)	- Pente sablo-vaseuse - Platier continu	Progression
Miangani (nord)	320 (250-550)	- Platier continu	Stable
Kangani (nord)	300 (200-350)	- Platier continu	Progression
Passamaïnti-Tsoundzou (est)	300 (180-400)	- Pente sablo-vaseuse - Faciès de fond de baie à microatolls - Platier continu	Régression
Hajangoua-Iloni (est)	250 (200-300)	- Pente sablo-vaseuse	Progression
Soulou (ouest)	250 (200-300)	- Faciès de fond de baie à microatolls - Pente sablo-vaseuse	Régression
Ironi Bé (est)	250 (150-300)	- Pente sablo-vaseuse - Faciès de fond de baie à microatolls - Platier continu	Stable
Bandraboua (nord)	200 (180-210)	- Platier continu - Faciès de fond de baie à microatolls	Progression
Mounyambani (sud)	200 (120-340)	- Pente sablo-vaseuse - Faciès de fond de baie à microatolls - Platier continu	Régression
Dapani (sud)	150 (50- 250)	- Pente sablo-vaseuse - Faciès de fond de baie à microatolls	Régression
Mzouazia (sud)	150 (120-250)	- Pente sablo-vaseuse - Faciès de fond de baie à microatolls	Régression
Mronabéja (sud)	100 (80-120)	- Pente sablo-vaseuse - Faciès de fond de baie à microatolls	Régression
Hajangoua-Sud (est)	80 (70-90)	- Pente sablo-vaseuse	Régression
Kani Kéli (sud)	80 (40-150)	- Pente sablo-vaseuse - Faciès de fond de baie à microatolls	Régression

Tableau 6.1 : Relation entre la largeur et la morphologie des récifs frangeants et l'évolution des fronts lagonaire des mangroves. * largeur moyenne (minimale-maximale), ** dans l'ordre des faciès dominants.

Les différentes observations montrent qu'il semble exister une relation entre les caractéristiques géométriques et morphologiques des récifs coralliens et l'évolution des mangroves mahoraises. L'architecture récifale rencontrée dans le nord de Mayotte, caractérisée par un large récif barrière (1 à 2 km) et par des récifs frangeants aux platiers continus et étendus, apparaît être un facteur favorable aux mangroves de cette côte. Sur ce littoral, les vagues océaniques incidentes sont très fortement atténuées par l'importante protection qu'offrent des récifs coralliens larges et bien structurés. Par conséquent, les processus géomorphologiques, durant les conditions d'énergie modale, sont peu actifs et permettent le développement des mangroves.

A l'inverse, au sud de Mayotte, la trame récifale, marquée par un récif barrière nettement moins large (0,5 à 1,5 km) et par des récifs frangeants plus étroits et moins bien structurés, voire absents, semble être un paramètre qui accentue la vulnérabilité des mangroves. Les houles océaniques sont moins efficacement dissipées par les récifs coralliens et l'énergie des vagues est encore assez élevée pour animer les processus géomorphologiques responsables de la régression des mangroves. De même à l'ouest, et au sud-est, les discontinuités du récif barrière sont des éléments propices à la pénétration des vagues océaniques dans le lagon et à une plus grande vulnérabilité des mangroves de ces secteurs côtiers. Un exemple remarquable de cette plus forte vulnérabilité des mangroves du sud est celui lié à la création de chemins d'accès au lagon à travers les mangroves. Ces sentiers conduisent, pour les mangroves du sud et de l'ouest, à une déstabilisation du substrat sablo-vaseux et à la régression des formations externes de la mangrove (Besson, 2005). Ce phénomène est bien visible dans les mangroves de Mzouazia ou de la Baie de Bouéni ou encore de Kani Kéli. En revanche, dans le nord de l'île, l'analyse des photographies aériennes et les observations de terrain montrent que ces sentiers n'ont aucune conséquence sur le front de mangrove et qu'ils sont rapidement recolonisés par les palétuviers, comme par exemple, à Longoni ou Majicavo Koropa.

Les résultats obtenus mettent en évidence une plus forte vulnérabilité des mangroves du sud et de l'ouest. Cette différence est engendrée par les caractéristiques des structures récifales amont et montre l'importance de la géométrie récifale sur les processus dynamiques et hydrosédimentaires affectant les formes littorales. L'évolution et la dynamique des mangroves de Mayotte apparaissent fortement influencées par l'architecture récifale.

2. Conséquence morphosédimentaire de la variabilité spatiale de l'énergie des vagues

Le contrôle exercé par les récifs coralliens sur le régime dynamique a des implications géomorphologiques significatives sur le transport des sédiments et le développement des formes littorales. Une des différences morphologiques facilement appréhendable sur le terrain, entre les mangroves exposées au nord et celles au sud, est l'absence ou la présence de barres sableuses sur la partie inférieure de la zone intertidale. En effet, la quasi-totalité des mangroves des côtes sud et ouest de Mayotte se caractérise, en avant des formations végétales, par l'existence d'une d'alternance transversale de simples ou multiples barres sableuses et de creux (Fig. 6.3). Seule la mangrove de Kani Kéli en est dépourvue. En revanche, sur la côte nord de Mayotte, aucune mangrove ne présente ces formes d'accumulations sédimentaires. Enfin, le long de la côte est, on peut observer ce type de barres en avant de quatre mangroves qui sont toutes exposées au sud-est et/ou sur une portion de récif barrière discontinu (Fig. 6.2).

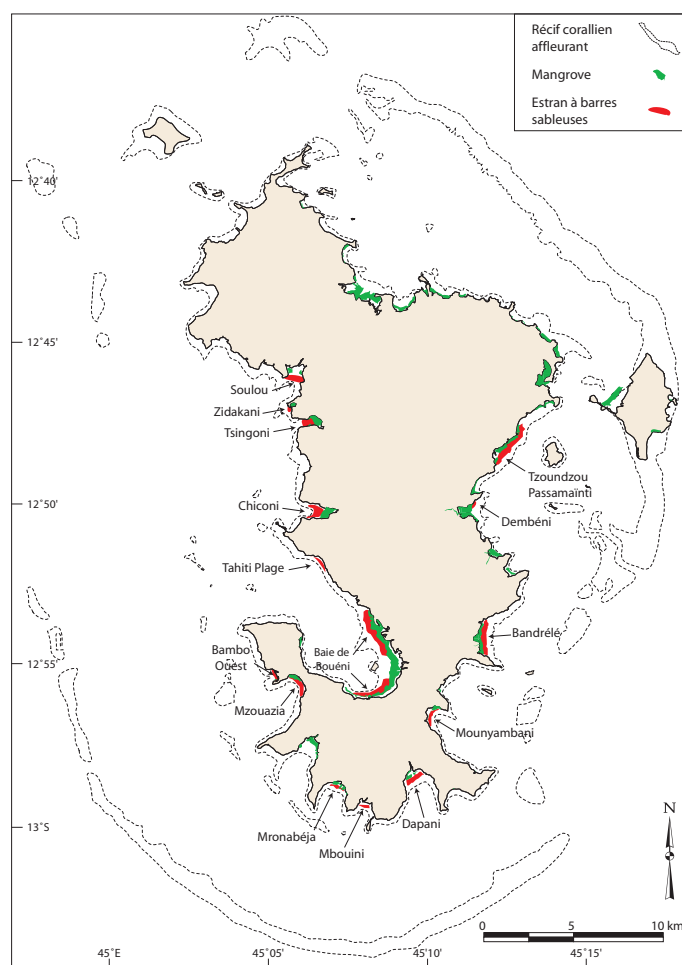


Figure 6.2 : Localisation des barres sableuses intertidales à Mayotte.

Les barres sableuses sont des formes sédimentaires communes sur les côtes à travers le monde (Carter, 1988 ; Anthony, 2009). De nombreuses études ont été entreprises depuis une cinquantaine d'années, notamment sur les littoraux des régions tempérées, pour comprendre les mécanismes de leur formation et évolution sous l'influence des processus hydrodynamiques (voir revues dans Wijnberg et Kroon, 2002 ; Stépanian, 2002 ; Masselink *et al.*, 2006 ; Sédrati, 2006 ; Anthony, 2009). Elles sont présentes dans des environnements sableux, à régime de marée varié, de microtidal à macrotidal. Au final, il s'avère que le climat d'agitation (houles courtes à fetch limité), la pente générale de l'estran (pente douce) et les caractéristiques sédimentologiques (granulométrie de sables fins à moyens prépondérante) sont les paramètres qui conditionnent la présence de barres sur les littoraux (Kroon, 1998 ; Sédrati, 2006). La formation des barres est complexe et elle apparaît être le résultat de nombreuses interactions entre les processus hydrodynamiques (liés à la houle : *swash*, *surf*, *shoaling* ; aux courants : courants orbitaux, *undertow*, et à la marée) et les fonds sédimentaires.

A Mayotte, la sectorisation bien marquée de la répartition des barres sableuses laisse penser que les conditions favorables à leur formation se retrouvent exclusivement en avant des mangroves exposées aux secteurs ouest et sud, où l'agitation est suffisamment forte pour disperser les sédiments vaseux. L'analyse granulométrique des sédiments collectés sur les surfaces en avant des différentes mangroves montre que les particules sont nettement plus fines au nord (silts moyens à fins) qu'au sud de l'île (sables fins). Les échantillons présentent également une plus forte teneur en carbonate au sud et à l'ouest (Tab. 6.2), suggérant que le potentiel d'entraînement des sédiments entre les fronts des récifs frangeants et la zone intertidale est plus important sur ces littoraux.

	Grain moyen (µm)	Teneur en CaCO ₃ (%)
<i>Côte nord</i>		
Bandraboua	30	2,3
Dzoumogné	30	2,0
Longoni	10	0,7
Kangani	15	2,5
Majicavo Lamir	10	2,2
<i>Côte est</i>		
Bandrélé	210	10,2
Mounyambani	240	22,2
<i>Côte sud</i>		
Dapani	220	18,9
Mronabéja	250	13,1
Kani kéli	110	11,2
Mzouazia	210	39,3
<i>Côte ouest</i>		
Chiconi	220	
Tsingoni	240	23,3

Tableau 6.2 : Caractéristiques sédimentologiques des estrans en avant des mangroves.

2.1. Caractéristiques des barres intertidales rencontrées à Mayotte

Les barres intertidales que l'on rencontre sur le littoral de Mayotte sont des corps sableux de 1 m d'amplitude maximale, et de largeur d'environ 20 à 80 m. L'extension longitudinale de ces systèmes est limitée par la présence régulière de chenaux de drainage (Fig. 6.3b, c et e). Ces creux constituent, à marée descendante, des axes d'écoulement d'eau avec, comme point d'exutoire, des chenaux qui traversent les barres à leur niveau le plus bas.



Figure 6.3 : Photographies de barres sableuses intertidales en avant de mangroves. (a) Mangrove de Passamaïnti, (b) mangrove de Bandrélé, (c) et (d) mangrove de Mounyambani, (e) mangrove de la Baie de Bouéni et (f) mangrove de Dapani. Clichés M. Jeanson exceptés (c) P. Laulan.

Ces barres montrent généralement un profil asymétrique (pente interne plus raide que le versant lagonaire). Les mesures topographiques effectuées sur différents sites montrent

qu'elles sont préférentiellement localisées entre les niveaux de pleine mer et de basse mer de mortes-eaux et donc centrées autour du niveau moyen (Fig. 6.4). Un nombre de 1 à 3 barres a été observé sur les différents sites. Ces premiers éléments d'analyse laissent penser que la majorité des barres observées sont des barres dites de *swash*, formées à la faveur d'une stationnarité de l'excursion tidale et de l'action des processus hydrodynamiques durant des conditions d'énergie faible (Stépanian, 2002 ; Degryse-Kulkarni, 2003 ; Anthony *et al.*, 2004).

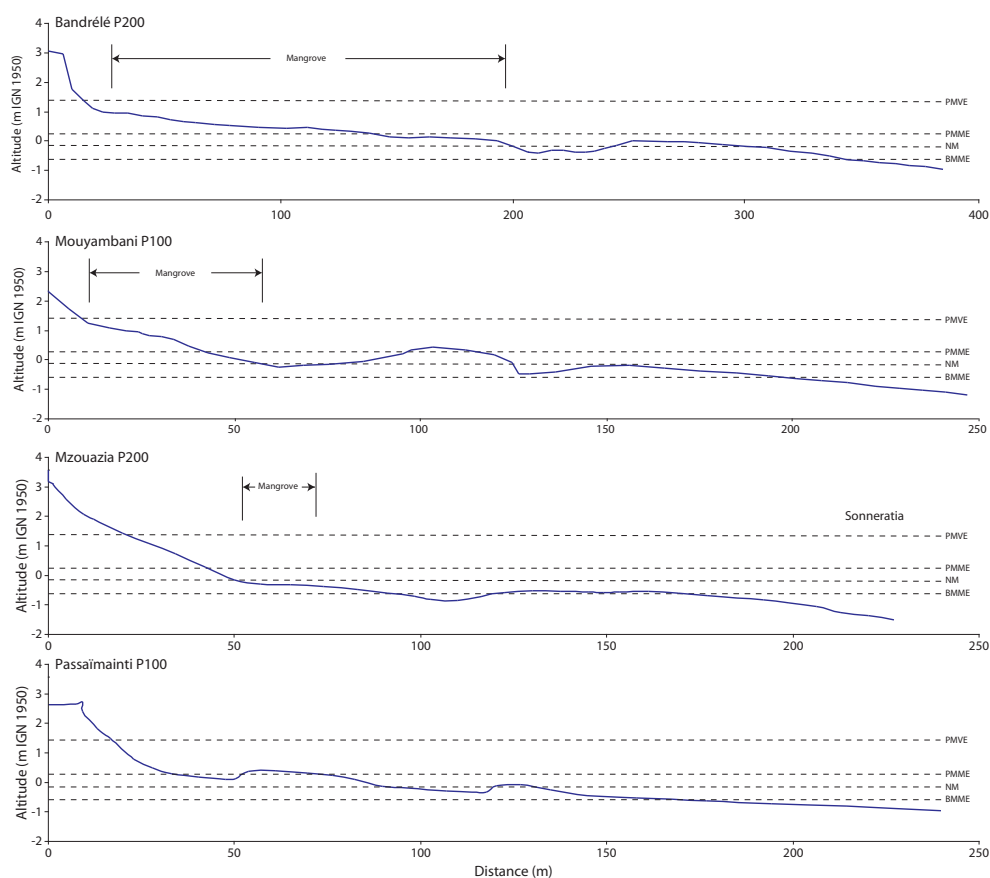


Figure 6.4 : Exemples de profils topographiques réalisés au sein de la mangrove présentant des barres sableuses intertidales.

2.2. Le rôle joué par les barres sur la dynamique des mangroves

Si la morphologie, l'évolution et les relations entre les barres et le haut de plage sont relativement bien documentées sur les côtes sableuses tempérées, les connaissances sur le rôle des barres intertidales en milieu tropical et plus particulièrement dans les environnements à mangroves sont limitées. Pour Mayotte, nous présentons, dans les paragraphes suivants, par l'intermédiaire d'exemples, une synthèse des liens dynamiques constatés entre les barres et les mangroves.

2.2.1. Influences des barres sur les mangroves : progradation

L'analyse diachronique des photographies aériennes (cf. chapitre 4) nous a permis de remarquer, pour certaines mangroves, l'influence positive que semblent exercer les barres sableuses sur l'évolution des formations végétales. Deux exemples illustrent particulièrement bien cette relation. Le premier est celui de la mangrove de Mounyambani au sud-est de Mayotte (Fig. 6.5). La partie sud-ouest de cette mangrove montre, entre 1969 et 1989, une progression de plus de 50 m vers l'ouest de ces peuplements conduisant à l'extension maximale constatée de cette mangrove (4,48 ha). Parallèlement, on remarque, sur la période, la constitution et le développement d'une barre sableuse intertidale bien marquée en avant de ces nouveaux peuplements. Si nous ne pouvons conclure avec certitude que l'extension de la mangrove est liée au développement de la barre, une certaine concordance temporelle et spatiale semble néanmoins apparaître.

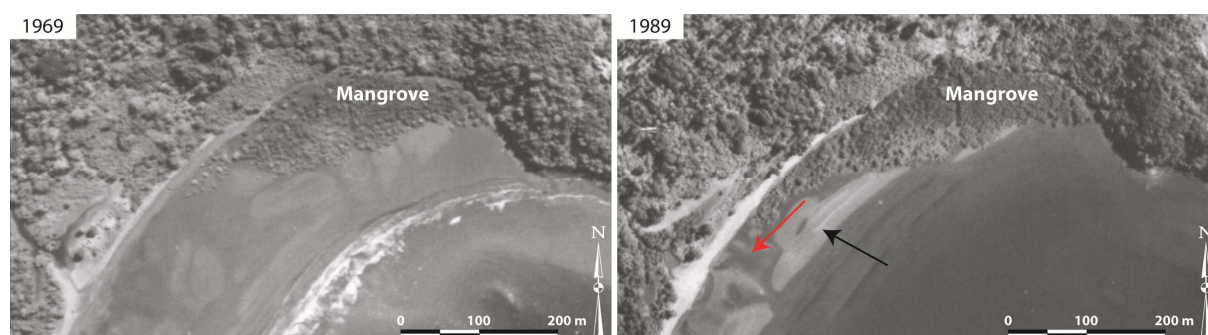


Figure 6.5 : Photographies aériennes (IGN) montrant l'extension de la mangrove de Mounyambani (flèche rouge) sous l'influence du développement d'une barre sableuse sur le bas estran (flèche noire).

Le second exemple, plus équivoque, est celui de la mangrove de Tsingoni (Fig. 6.6). L'examen des photographies aériennes montre une évolution de la morphologie de l'estran et de la mangrove particulièrement dynamique dans cette baie. En 1950, le fond de la baie de Tsingoni est occupé par une mangrove précédée d'un cordon sableux (C1). On distingue également sur la partie inférieure de l'estran des barres intertidales. Sur le cliché de 1969, on remarque le développement d'un cordon à une trentaine de mètres en avant de celui déjà en place. Large de 50 m environ, il se développe sur près de 200 m à partir de l'embouchure de la rivière. Ce nouveau cordon (C2), parallèle au premier (C1), est végétalisé sur son sommet et isole avec l'ancien cordon C1 une zone qui semble plus basse. Quelques palétuviers se sont implantés au niveau de C2. Sur la partie inférieure de l'estran, on remarque comme en 1950 plusieurs larges barres intertidales. En 1989, le cordon sableux C2 semble avoir légèrement

reculé en direction de l'ancien cordon C1 ; il en résulte un comblement partiel de la zone en dépression comprise entre les deux cordons. La colonisation de ce cordon par la végétation se poursuit légèrement. Sur la partie inférieure de l'estran, de larges barres intertidales sont toujours présentes, dont une particulièrement bien formée sur l'ensemble de la largeur de la baie à environ 200 m de la mangrove. Sur la photographie de 1997, on remarque un nouveau cordon (C3) à une trentaine de mètres en avant des cordons précédents. Long de 250 m, celui-ci est associé à une colonisation importante des palétuviers en avant, sur et en arrière de celui-ci (surface colonisée de 1,69 ha en 8 ans).

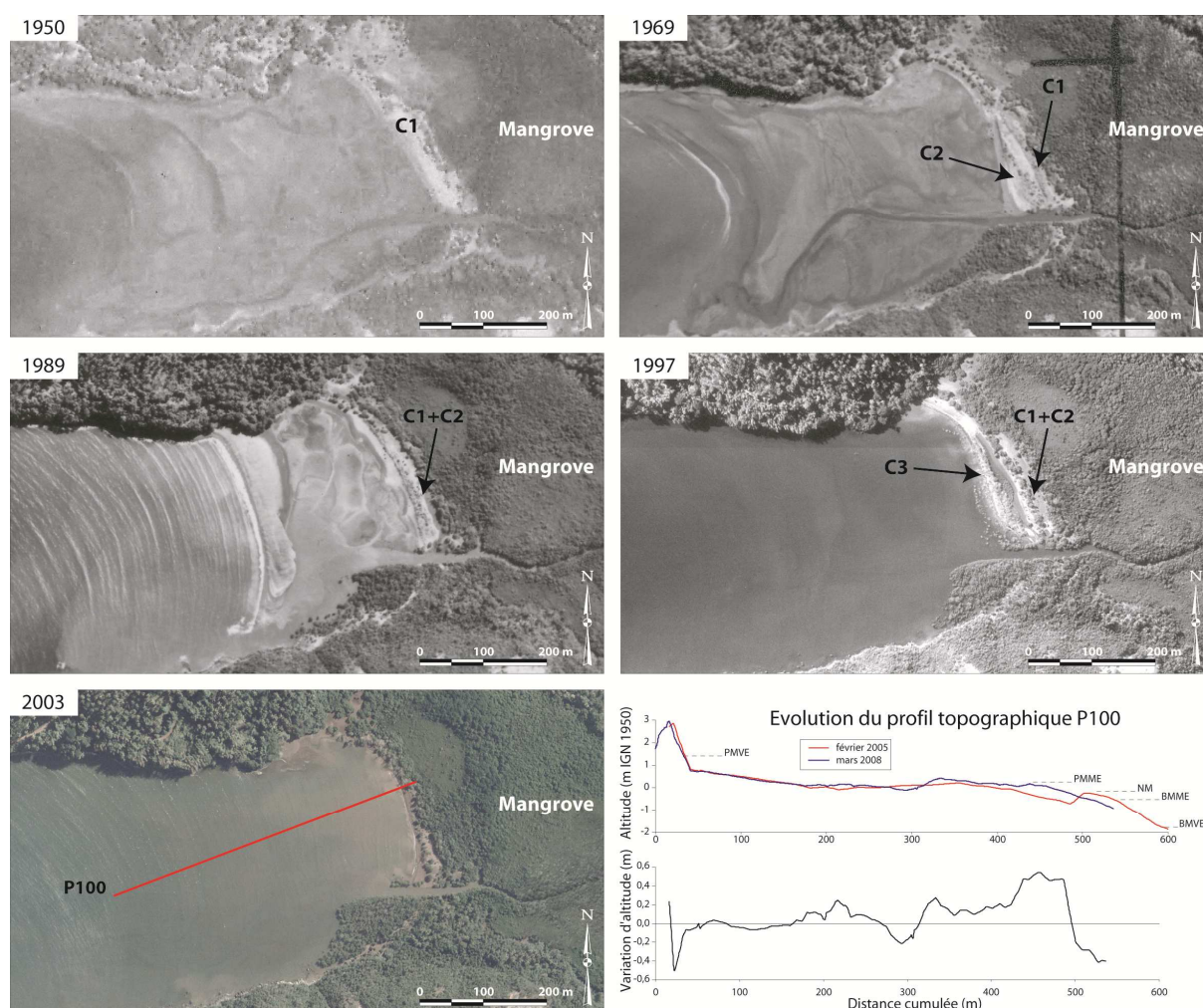


Figure 6.6 : Photographies aériennes (IGN) montrant l'extension de la mangrove de Mounyambani (flèche rouge) sous l'influence du développement et de l'importante mobilité des barres sableuses sur l'estran. La comparaison des profils topographiques illustre les mouvements sédimentaires importants de la zone intertidale.

Ce cordon (C3) a probablement pour origine la migration de la barre sableuse visible en 1989 au centre de la baie. Le dernier cliché de 2003 met en lumière une dynamique opposée à celles constatées sur les clichés antérieurs. Le cordon C3 et les peuplements de palétuviers associés ont disparu. La régression des peuplements est de 1,65 ha en 6 ans et la mangrove retrouve une configuration proche de celle de 1950 ; de plus le cordon sableux s'érode (Fig. 6.6). Nous rappelons que la coupe des palétuviers sur le cordon en 1997 est vraisemblablement à l'origine de la régression et de l'érosion constatées dans cette mangrove.

Ces deux exemples montrent que la migration et/ou le développement d'une barre sableuse en avant d'une mangrove peuvent créer des conditions hydrodynamiques et sédimentologiques favorables à la colonisation de la zone intertidale par les palétuviers en quelques années.

2.2.2. Influences des barres sur les mangroves : érosion

Contrairement aux phénomènes décrits précédemment, il apparaît que les barres sableuses peuvent avoir un impact négatif sur l'évolution des formations végétales de la mangrove. Certaines observations de terrain montrent que ces barres sont parfois localisées à proximité immédiate du front externe des mangroves. Dans cette configuration, les barres vont avoir différentes conséquences en fonction de leur positionnement précis par rapport aux premiers palétuviers.

Ce phénomène est bien visible dans la mangrove de Bandré (Fig.6.3b et Fig. 6.7). Premier cas de figure, lorsque la barre sableuse se trouve à quelques mètres de la bordure lagonaire de la mangrove, les écoulements des eaux à marée descendante et montante sont canalisés et génèrent des courants relativement forts. Ces courants vont alors éroder le substrat sédimentaire du front externe de la mangrove et disperser les sédiments vaseux. L'évacuation des vases par les courants conduit au dégagement des racines des palétuviers puis au déchaussement des arbres (Fig. 6.7a). Un talus d'érosion d'une cinquantaine de centimètres de hauteur est localement visible. Second cas de figure, lorsque des barres sableuses migrent transversalement vers le haut estran et pénètrent au sein des formations végétales externes, les sédiments sableux enfouissent les racines aériennes des palétuviers. Cet enfouissement est défavorable aux palétuviers (Ellison, 1998) ; les arbres sont asphyxiés, dépérissent et meurent (Fig. 6.7b).

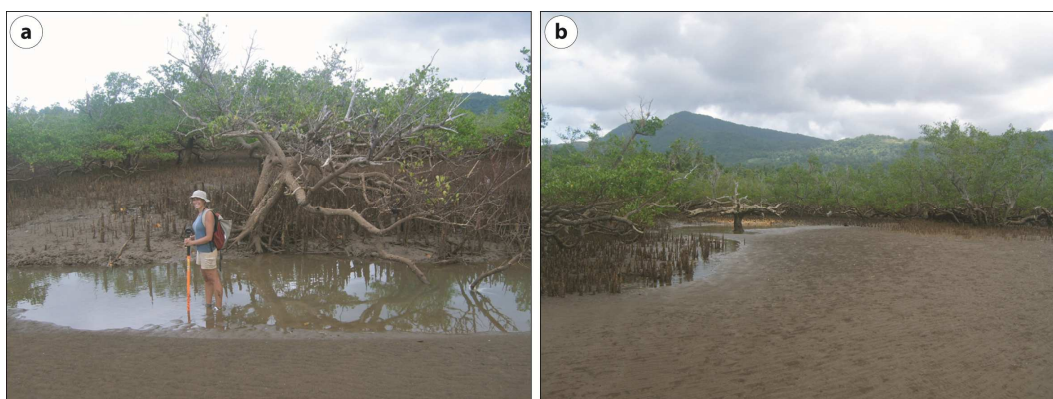


Figure 6.7 : Photographies montrant l'influence des barres sableuses sur l'évolution du front de mangrove de Bandrélé. (a) Chenal entre le front externe de la mangrove et une barre sableuse et déchaussement de palétuviers ; (b) pénétration d'une barre dans la formation externe à *Sonneratia alba* et dépérissement de palétuviers ; (Clichés M. Jeanson, 13/03/2008).

Les observations sur le site de Dapani permettent également de montrer l'influence de la proximité des barres par rapport à la mangrove sur la dynamique des peuplements. Le secteur central de cette mangrove était caractérisé par la présence d'une longue barre sableuse en avant des formations végétales externes (cette barre est visible sur la [figure 6.3f](#)). Au mois de février 2007, un chenal d'écoulement des eaux, d'une largeur comprise entre 5 et 10 m, séparait la barre et les premiers palétuviers ([Fig. 6.8a](#)). Entre les mois de février et juin 2007, cette barre a progressivement migré d'une dizaine de mètres en direction du haut estran et a ainsi pénétré dans la formation externe de la mangrove, comblant le chenal d'évacuation. Les masses d'eau, ne pouvant plus s'écouler par le chenal, se sont alors évacuées à travers la formation externe à *Sonneratia alba* de la mangrove ([Fig. 6.8b](#)).



Figure 6.8 : Photographies montrant la migration *cross-shore* de la barre entre février 2007 (a) et juin 2007 (b) ainsi que le comblement du chenal d'écoulement des eaux. La flèche rouge indique un palétuvier visible entre les deux photographies servant de repère (clichés M. Jeanson).

Les MNT successifs établis entre février 2007 et février 2008 dans le secteur central de la mangrove (Fig. 6.9.) permettent de mesurer les conséquences de la migration de la barre et les changements morphologiques qui ont affecté cette partie de l'estran. Sur le MNT de février 2007, la barre sableuse et le chenal d'écoulement sont bien visibles en avant de la mangrove. Le MNT suivant et le MNT différentiel entre février et juin 2007 permettent de constater la migration *cross-shore* de la partie centrale et ouest de la barre sableuse jusqu'aux premiers palétuviers et le comblement corrélatif du chenal.

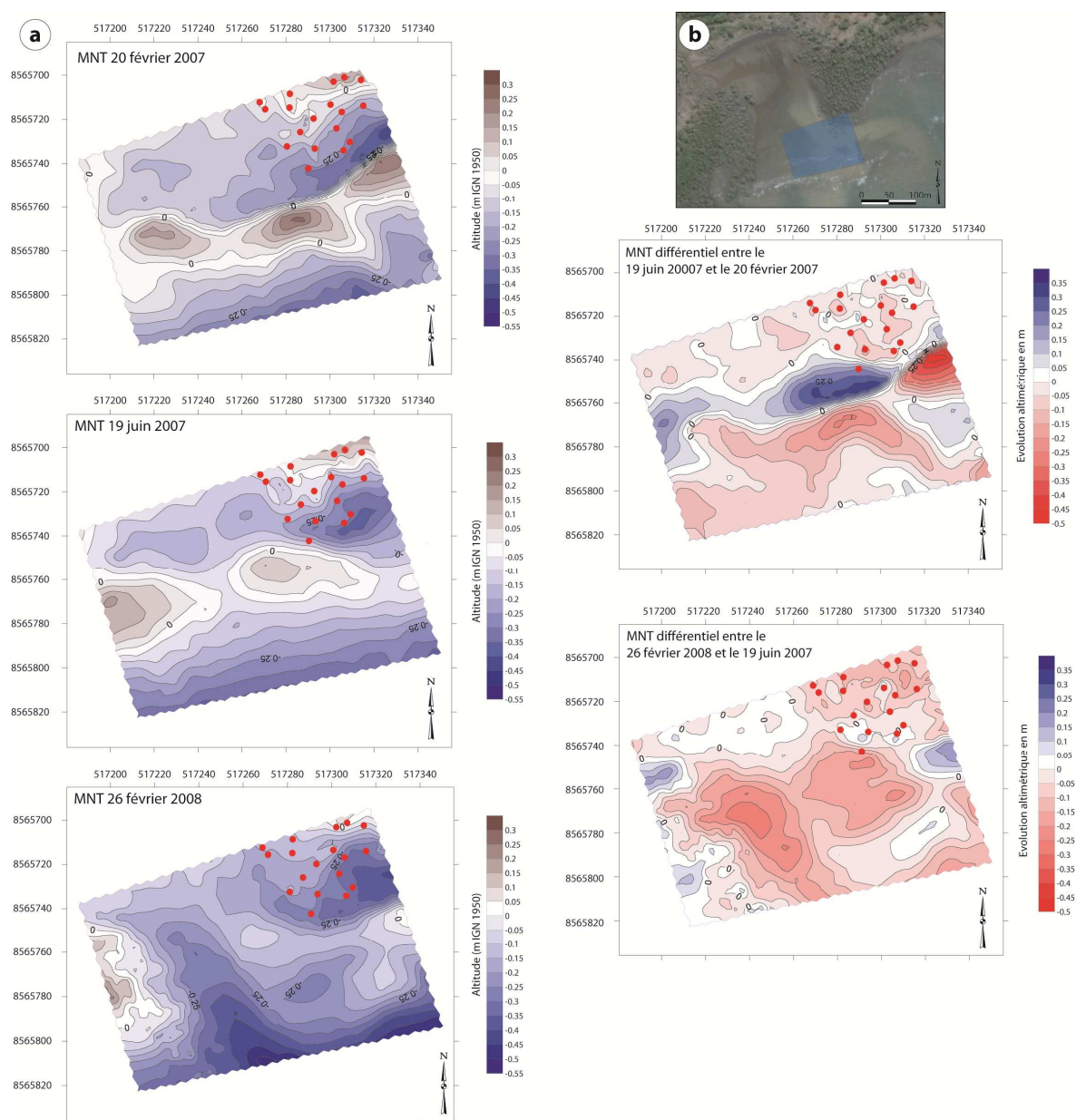


Figure 6.9 : Les MNT réalisés dans le secteur central de la mangrove de Dapani (a) ; les points rouges représentent la position des palétuviers présents dans le MNT. (b) Localisation du MNT dans la mangrove de Dapani (Image satellitale Google Earth ®, 26/06/2005, 12°58'36''S – 45°09'42''E).

Bloqués par la barre, les écoulements des masses d'eau se sont alors produits dans la mangrove (Fig. 6.8b). Cette modification locale de la courantologie a également conduit à l'érosion de l'extrémité est de la barre au cours de cette période. Le MNT différentiel, entre juin 2007 et 2008, montre que l'élévation du substrat de la mangrove a diminué de 10 à 20 cm sur la période. Cette érosion, engendrée par les écoulements d'eau qui ont évacué les sédiments vaseux, a mené au dégagement des racines souterraines traçantes de certains palétuviers ainsi qu'à l'affleurement de banquettes de vases compactes. Les contours du chenal d'écoulement des eaux dans la mangrove est bien visible sur le MNT de février 2008. En outre, la comparaison de ces deux derniers MNT permet de remarquer la poursuite du mouvement transversal de la barre vers le haut de l'estran ainsi que la formation d'un autre chenal d'écoulement en son centre.

2.3. Discussion

Une des conséquences de la variabilité de l'énergie des vagues au sein du lagon de Mayotte, variabilité engendrée par l'architecture récifale, est l'existence ou l'absence de barres sableuses intertidales en avant des mangroves. Les mangroves exposées au sud et à l'ouest, ainsi que sur des portions de récifs barrières discontinues à l'est (ex. Bandrélé), sont en effet caractérisées par la présence de systèmes de barres et de creux. A l'inverse, ces formes sédimentaires sont absentes de la côte nord de Mayotte.

Les observations réalisées par l'intermédiaire de l'analyse de photographies aériennes et de mesures morphologiques de terrain, montrent des liens morphodynamiques importants entre les barres sableuses et les formations végétales des mangroves adjacentes. La localisation et la structuration des barres semblent influencer directement la dynamique de la mangrove en favorisant ou en défavorisant l'implantation des palétuviers. Les liens fonctionnels entre ces deux unités répondent parfaitement à la notion d'articulation morphodynamique ascendante (influence de la dynamique sédimentaire sur la répartition végétale) définie par Dolique (2007) et adaptée dans la figure 6.10 au système barres/mangrove de Mayotte.

Il subsiste néanmoins 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 sur une échelle de temps mensuelle à pluri-mensuelle et leurs relations avec la dynamique des formations végétales de la mangrove restent à préciser.

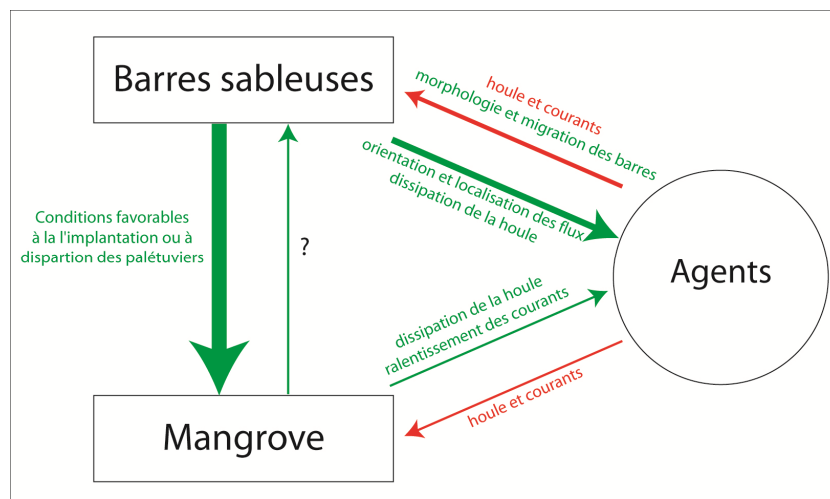


Figure 6.10 : Schéma de l'articulation morphodynamique du système barres/mangroves à Mayotte. En rouge les actions dynamiques et en vert les conséquences morphodynamiques.

Enfin, il convient de rajouter que ce système « barre/mangrove » est lui-même fortement influencé par les formations récifales qui contrôlent les processus hydrodynamiques et la dynamique sédimentaire de l'estran. Un exemple type est celui de la mangrove de Bandrélé (paragraphe 2.2.2 du chapitre 5), où la morphologie du récif frangeant contrôle les flux liés à la marée et participe activement à la morphodynamique des barres sableuses.

3. Implications morphodynamiques de la disparition des mangroves

L'étude de l'évolution à moyen terme des mangroves à partir de l'analyse diachronique de photographies aériennes a permis de mettre en évidence des phénomènes érosifs intenses au sein des mangroves de l'ouest et du sud de Mayotte (cf. chapitre 4). Outre la disparition des formations végétales, il apparaît que la régression de la mangrove entraîne une réorganisation morphosédimentaire de l'estran par la remise en mouvement des sédiments sablo-vaseux auparavant fixés par les racines des palétuviers et par la modification subséquente des processus hydrodynamiques. Les résultats de mesures morphologiques *in situ* et d'une campagne hydrodynamique en sein de la mangrove de Dapani sont présentés ici pour tenter de définir quelles sont les implications morphodynamiques de la disparition des mangroves.

3.1. Evolution morphologique

Les observations morphologiques ont été obtenues suite aux levés topographiques de terrain sous la forme de profils et de modèles numériques de terrain (MNT) réalisés dans les différentes mangroves en érosion de Mayotte. Une sélection des résultats obtenus, représentative des évolutions observées, est proposée dans les paragraphes suivants. Une partie des données obtenues lors d'une campagne de mesures en février 2005 (Jeanson, 2005) a été intégrée à cette analyse.

3.1.1. Mangrove de Mronabéja

Le profil topographique suivi se situe au centre de la baie de Mronabéja. Une description complète des caractéristiques de la mangrove et la localisation du profil sont disponibles dans le paragraphe 1.3.2 du chapitre 4. La partie inférieure de l'estran est constituée d'une étendue sablo-vaseuse en pente douce ($0,3^\circ$) avec quelques palétuviers disséminés le long de la radiale. Le haut estran est marqué par un cordon sableux massif et nettement plus pentu ($5,0^\circ$). Quelques petites barres sableuses de faible amplitude (10 à 20 cm de hauteur) se développent sur la partie inférieure de l'estran en avant et à l'intérieur de la mangrove. Les changements morphologiques survenus au cours des différents levés ont surtout affecté le cordon sableux (Fig. 6.11). De plus faibles variations sont également visibles sur la partie inférieure de l'estran et au sein de la mangrove. Elles sont à mettre en relation avec le mouvement des barres de faible amplitude qui montrent une tendance générale à une migration *cross-shore* en direction du haut de plage.

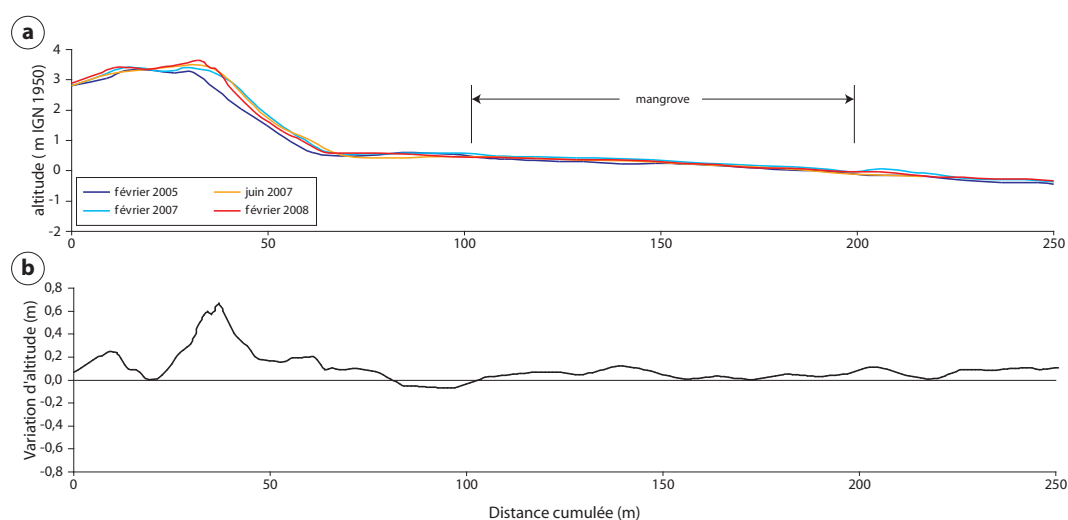


Figure 6.11 : Evolution du profil P100 dans la mangrove de Mronabéja. (a) Superposition des profils topographiques ; (b) variation d'altitude entre février 2005 et février 2008. cf. figure 4.23 pour la localisation du profil.

Au niveau du cordon sableux, les variations d'altitude montrent une accrétion générale de cette section du profil. Celle-ci est plus importante sur le haut du cordon (environ +0,50 cm en moyenne) que dans sa partie basse (+0,20 cm). L'élévation maximale de la crête du cordon sableux passe de 3,40 m à 3,65 m d'altitude. On peut également observer une accrétion régulière du secteur en arrière de cette même crête qui présente une déclivité vers l'intérieur de l'île. Cette aggradation conduit un à gain d'une dizaine à une vingtaine de centimètres de sédiments (Fig. 6.12).

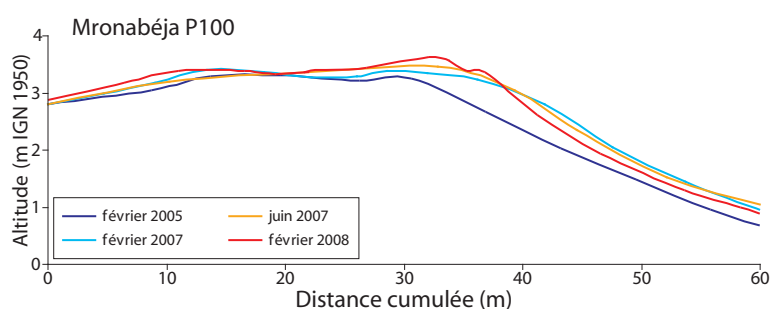


Figure 6.12 : Evolution de la partie supérieure du cordon sableux au niveau du profil P100 au sein de la mangrove de Mronabéja.

3.1.2. Mangrove de Tsingoni

Le profil topographique suivi se situe au centre de la baie de Tsingoni. Une description complète des caractéristiques de la mangrove est disponible dans le paragraphe 1.4.3 du chapitre 4. Nous rappelons simplement qu'une partie de la mangrove a été récemment coupée (1997) et que suite à cette destruction volontaire des palétuviers d'importants phénomènes érosifs se manifestent. La partie inférieure de l'estran est constituée d'une longue étendue sablo-vaseuse en pente douce ($0,1^\circ$) avec de larges barres sableuses qui se développent à sa surface sur la largeur de la baie. Le haut de l'estran est caractérisé par un cordon sableux avec une pente de $4,9^\circ$. Ce cordon présente une contre-pente marquée et est colonisé en partie par des palétuviers. Les changements morphologiques survenus entre février 2005 et mars 2006 sont assez importants (Fig. 6.13a). Sur la partie inférieure de la zone intertidale, les variations d'altitude sont à mettre en relation avec le mouvement des barres sableuses. La barre la plus au large a migré transversalement et s'est accolée à la seconde barre. Ces mouvements ont provoqué le comblement de l'espace en dépression entre les barres et une accrétion d'une cinquantaine de centimètres de cette section de profil (Fig. 6.13b).

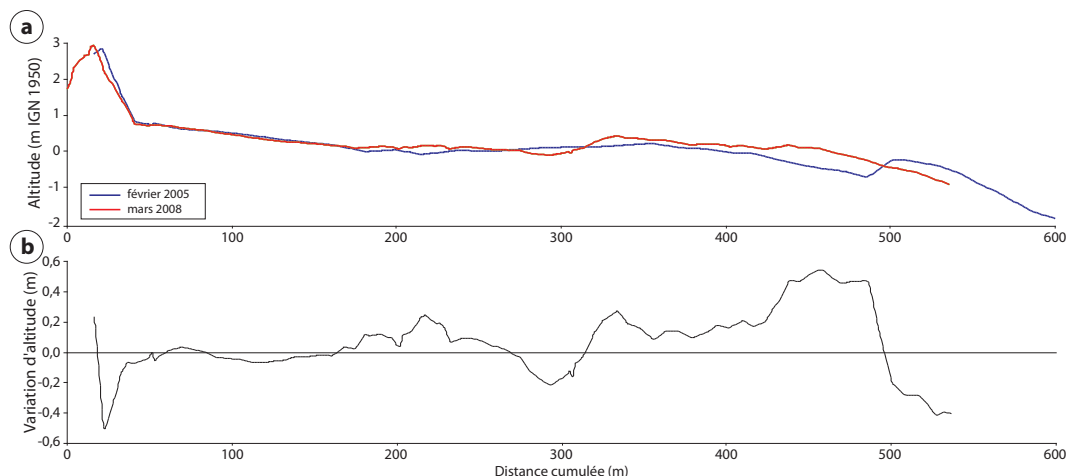


Figure 6.13 : Evolution du profil P100 au sein de la baie de Tsingoni. (a) Superposition des profils topographiques ; (b) variation d'altitude entre février 2005 et mars 2008.

Sur la partie supérieure de l'estran, les observations montrent une dynamique transversale régressive du cordon sableux. La translation de la crête du cordon est nettement visible entre les deux levés et est de l'ordre de 6 m sur la période d'observation (soit environ 2 m par an, Fig. 6.14b). La topographie de la contre-pente est très irrégulière. Elle est caractérisée par une succession de marches formées par des épandages sableux et de minéraux lourds en forme d'éventail (Fig. 6.14a). Ces accumulations sableuses pénètrent sur plusieurs mètres au sein de la mangrove et enfouissent les racines et la base des troncs des palétuviers situés en arrière du cordon. Ces accumulations sont vraisemblablement engendrées par le débordement des vagues (*washover*) qui entraînent les sédiments sableux vers l'arrière lors des événements énergétiques et/ou lors des pleines mers de vives-eaux.

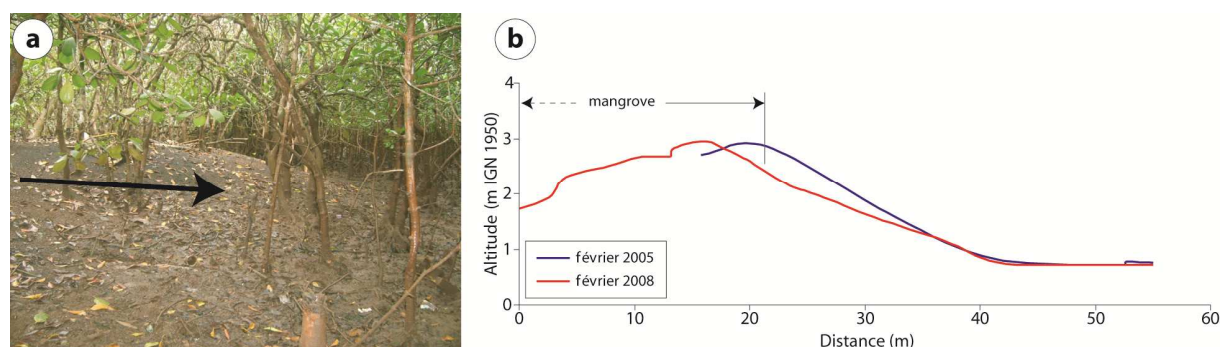


Figure 6.14 : Evolution de la partie supérieure du cordon sableux au niveau du profil P100 au sein de la baie de Tsingoni. (a) Photographie d'un épandage sableux dans la mangrove en arrière du cordon ; la flèche indique le sens de migration (cliché M. Jeanson, 15/03/2008). (b) Superposition des profils topographiques du cordon sableux.

3.1.3. Mangrove de Dapani

Les profils topographiques suivis se situent au sein de la mangrove au fond de la baie de Dapani, caractérisée par une très importante diminution de surface et par d'importants phénomènes d'érosion (Fig. 6.15a et b). Une description complète des caractéristiques et de l'évolution de la mangrove est disponible dans le paragraphe 1.3.1 du chapitre 4. La localisation des profils est visible sur la figure 6.20.

* Profil P100 (Fig.6.17a). Le profil P100 se situe à l'est de la baie de Dapani, dans un secteur où les palétuviers ont totalement disparu. La partie inférieure du profil est formée par une étendue sablo-vaseuse relativement plane et légèrement inclinée vers le lagon ($0,15^\circ$). Un cordon sableux plus pentu ($3,75^\circ$) se développe sur le haut estran. Les variations morphologiques sont d'ailleurs plus marquées au niveau de ce cordon, avec des oscillations *cross-shore* saisonnières liées à des transferts sédimentaires entre le bas et le haut du cordon. Une accrétion, d'une dizaine de centimètres, est également discernable en arrière de la crête du cordon. Sur l'estran sablo-vaseux, les variations de la topographie du profil sont essentiellement dues à l'ajustement et au mouvement des barres sableuses.



Figure 6.15 : Phénomènes d'érosion aux niveaux de la formation externe à *Sonneratia alba* (a) et de la formation à *Rhizophora mucronata* auparavant en position interne ; (c) ensablement des formations internes à *Rhizophora mucronata* et *Avicennia marina* en arrière de la mangrove (Clichés M. Jeanson, 20/02/2007 et 20/06/2007).

* Profil P200 (Fig.6.17b). La partie inférieure de l'estran est constituée d'une étendue sablo-vaseuse en pente douce ($0,2^\circ$). Le haut estran est marqué par un cordon sableux plus pentu ($3,8^\circ$) où sont disséminés quelques palétuviers sénescents aux racines ensablées (Fig. 6.15c). Des petites barres sableuses de faible amplitude (10 à 30 cm de hauteur) se développent sur la partie inférieure de l'estran. Plusieurs changements morphologiques ont affecté l'ensemble du profil du cordon sableux au cours des différents levés. Les plus importants sont associés, sur le haut de l'estran, à des transferts *cross-shore* en liaison avec

l'alternance d'une saison calme et d'une période plus agitée (respectivement en été et hiver austral, cf. chapitre 5). On peut également remarquer une accrétion d'une vingtaine de cm en arrière de la crête du cordon. De plus faibles variations sont également visibles sur la partie inférieure de l'estran. Elles sont à mettre en relation avec le mouvement des barres qui montre une tendance générale à une migration *cross-shore* en direction du haut de plage.

* Profil P300 (Fig.6.17c). Le profil P300 se situe entre les parties est et ouest de la mangrove de Dapani ; il est constitué d'un bas estran sablo-vaseux à pente douce ($0,30^\circ$) et d'un haut estran marqué par un cordon sableux pentu ($7,9^\circ$). Les changements morphologiques sont de deux types. D'abord, sur le bas de l'estran, on observe la migration progressive d'une barre sableuse vers la côte. Cette barre bien prononcée en février 2005 et septembre 2005 voit son amplitude diminuer au fur et à mesure de sa progression vers la terre et elle n'est plus remarquable en février 2008 au niveau du profil. Simultanément à la migration *cross-shore* de la barre on peut observer une accrétion générale et progressive du bas estran (environ 20 cm). La deuxième évolution remarquable est l'érosion du cordon sableux. On peut également observer en arrière de la crête du cordon des épandages sableux de minéraux lourds (Fig. 6.16) liés à des processus de *washover*. Ce débordement des vagues engendre des épandages sableux, longs de plusieurs mètres et épais de quelques dizaines de centimètres, en forme d'éventails qui s'inclinent doucement vers l'intérieur des terres. Les éventails de *washover* se forment dans des conditions de forte énergie de vagues et de surcôte (renforcement des alizés ; tempêtes), quand l'élévation tidale est suffisante pour permettre aux masses d'eaux du jet de rive et aux sédiments de passer au-dessus de la crête du cordon.

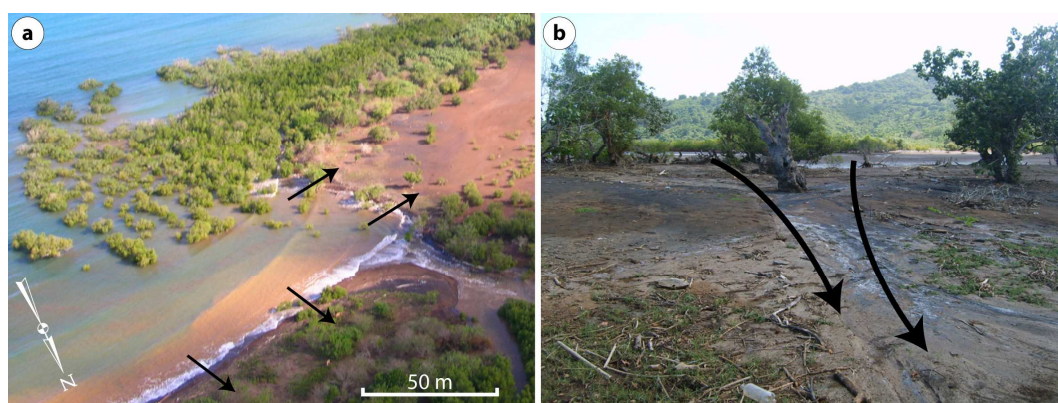


Figure 6.16 : Photographies montrant les processus de *washover*. (a) Photographie aérienne prise à marée haute du secteur proche du profil P300 et montrant le déferlement et le débordement des vagues sur la crête du cordon (Cliché Les passagers du vent, 09/08/2006). (b) Epandage sédimentaire en forme d'éventail lié au processus de *washover* en arrière de la crête du cordon sableux entre les profils P200 et P300 (cliché M. Jeanson ; 28/02/2008).

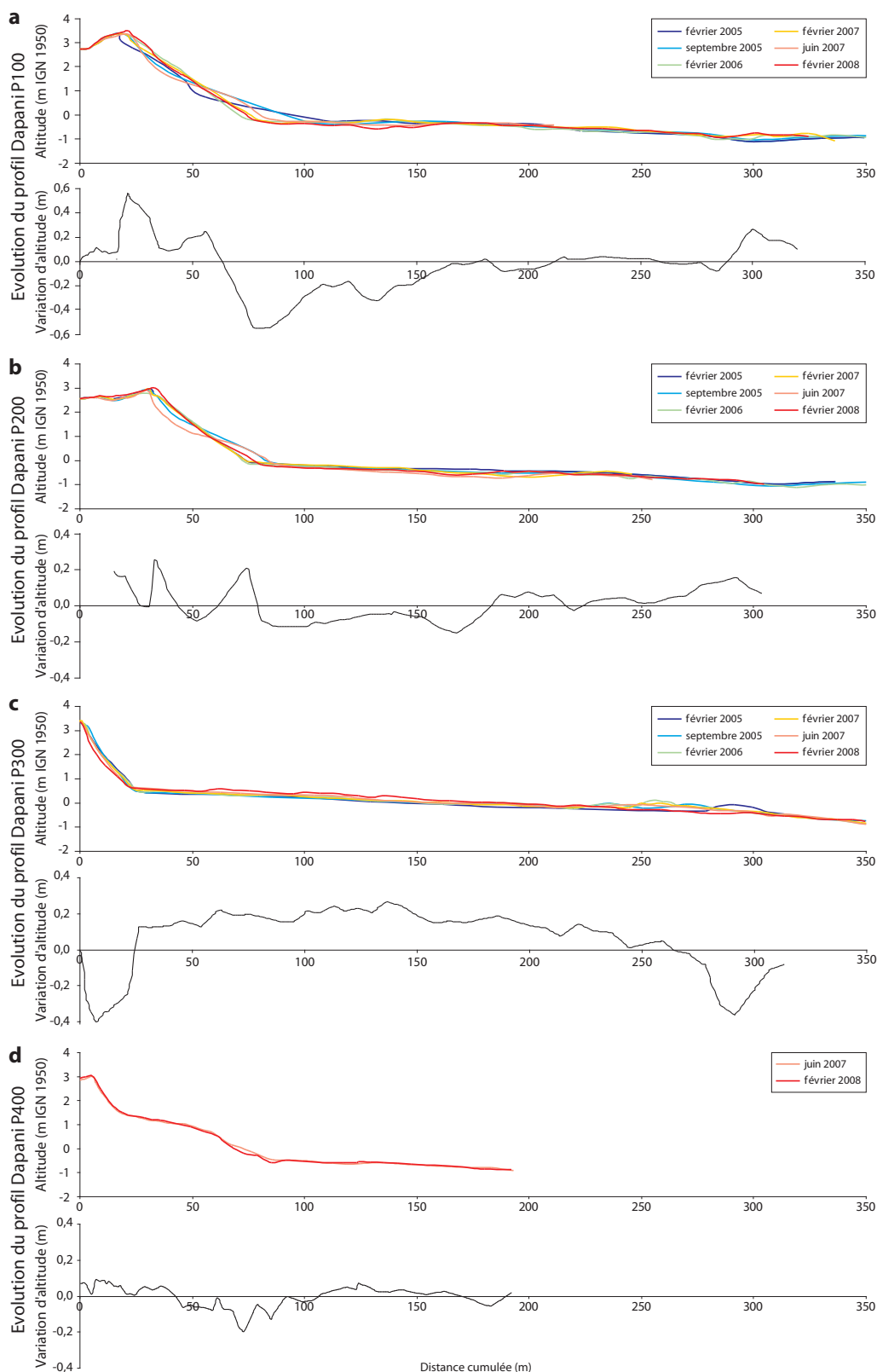


Figure 6.17 : Evolution des profils topographiques au sein de la mangrove de Dapani. a : P100, b : P200, c : P300 et d : P400. Pour chaque profil sont présentées : une superposition des différents levés et la variation d'altitude entre février 2005 et février 2008 (P100, P200 et P300) et entre juin 2007 et février 2008 (P400).

* Profil P400 (Fig.6.17d). Seuls deux levés ont été effectués au niveau du profil P400. Cette radiale est différente des autres car elle se situe dans la partie de la mangrove où l'érosion est la plus récente. La crête du cordon sableux est moins élevée que sur les autres profils topographiques (3 m contre 3,5 m). Les changements morphologiques survenus entre les deux levés ont affecté l'ensemble du profil. Sur le bas de l'estran, en avant du front d'érosion, une légère accrétion est visible et se traduit sur le terrain par la formation d'un placage sableux de faible amplitude. De part et d'autre du front d'érosion de la mangrove, où l'érosion est en toute logique maximale (-20 cm), on observe une diminution de l'élévation du substrat sédimentaire de l'ordre d'une dizaine de centimètres. Inversement, la partie supérieure de la zone intertidale (et de la mangrove) montre une légère accrétion.

L'examen des quatre profils de la baie de Dapani montre que les variations morphologiques ont affecté principalement les barres et le cordon sableux. Ce dernier affiche, pour les profils P100 et P200, des transferts sédimentaires *cross-shore* en réponse aux variations saisonnières des conditions d'agitation (cf. chapitre 5). En conséquence, les levés effectués en hiver austral présentent un aplanissement de la topographie, situation typique des conditions énergétiques. A l'inverse, les profils d'été austral montrent le phénomène opposé, à savoir un redressement de la pente du cordon sableux sous l'influence des houles constructives de temps calmes. L'ensemble des levés montre une accrétion de la partie supérieure du cordon et notamment en arrière de sa crête (Fig. 6.18). D'après nos observations, cette accrétion est produite par les processus de déferlement et de débordement des vagues lors des pleines mers de vives-eaux et en conditions de forte énergie comme l'atteste la présence d'épandage de sables et de minéraux lourds en direction de l'intérieur de l'île (du tanne) sur la quasi-totalité de son linéaire.

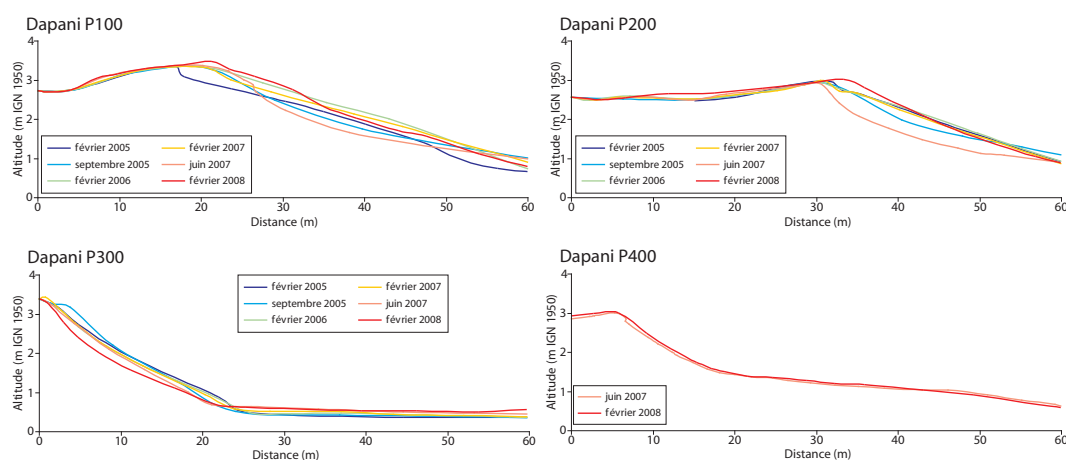


Figure 6.18 : Evolution de la partie supérieure du cordon sableux au niveau du profil P100, P200, P300 et P400 au sein de la mangrove de Dapani.

Les MNT successifs établis entre février 2007 et février 2008 dans le secteur est de la mangrove (Fig. 6.19) permettent de mieux faire état des changements morphologiques qui ont affecté cette partie de l'estran et mettre d'avantage en évidence les mouvements sédimentaires. Outre le basculement sédimentaire transversal nettement visible entre l'été et l'hiver austral, il est plus intéressant de remarquer l'accrétion de la crête du cordon sableux. Cette accrétion est particulièrement bien visible sur le MNT différentiel entre février 2007 et juin 2007 où la crête du cordon sableux s'élève de 10 (secteur avec palétuviers) à 30 cm (secteur sans palétuviers). L'analyse de ces MNT permet également de remarquer l'érosion de lambeaux du substrat sablo-vaseux de la mangrove à l'extrémité ouest du MNT (8565780 N – 517430 E).

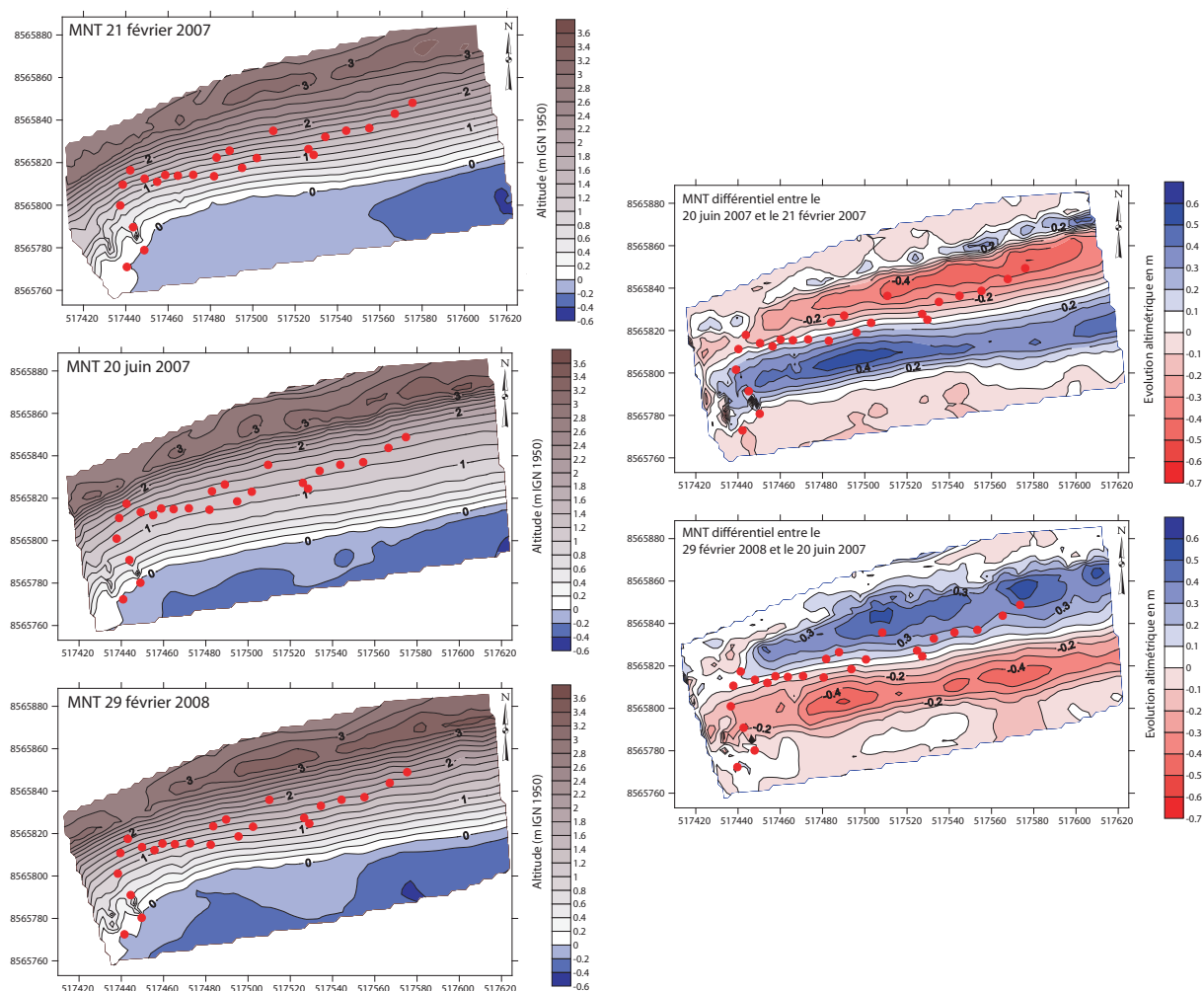


Figure 6.19 : Les MNT réalisés dans le secteur est de la mangrove de Dapani (MNT n°1). Les points rouges représentent la position des palétuviers qui constituent la frange externe de la mangrove. La localisation du MNT est donnée dans la figure 3.7 ou en annexe 4.

3.2. Mesures hydrodynamiques

Une courte campagne de mesures a été réalisée au sein de la mangrove de Dapani du 17 au 19 juin 2007 pour caractériser l'influence de la structuration de la mangrove sur la dissipation de l'énergie des houles. Cinq courantomètres houlographes ont été déployés pour mesurer l'évolution des paramètres hydrodynamiques sur l'estran (Fig. 6.20a). Un ADCP a été mouillé dans la baie de Dapani à une profondeur moyenne de -6,25 m (instrument A) pour enregistrer les houles incidentes.

Dans un premier temps (expérimentation 1), trois appareils de mesure B, C et D ont été placés sur l'estran le long d'un profil *cross-shore* (P400) respectivement en avant, à l'intérieur et en arrière de la mangrove (Fig. 6.20b) dans le but de mesurer l'atténuation des houles par la mangrove le long de la radiale instrumentée. La mangrove, large d'une cinquantaine de mètres, est constituée d'une formation à *Rhizophora mucronata* parsemée de quelques *Avicennia marina*. Cette formation est marquée par un front d'érosion actif sur sa bordure lagonaire. La pente moyenne du bas estran, en avant de la mangrove, était de 0,30 %, celle de la mangrove de l'ordre de 1,32 %. Le matériel sédimentaire de cette section du profil est constitué de sables fins à très fins (0,08 à 0,20 mm) plus ou moins vaseux et médiocrement classés. Un cordon sableux se trouve à l'arrière de la mangrove avec une pente plus raide et réfléchissante ($\tan\beta = 0,11$ soit $6,6^\circ$). La surface de ce cordon est constituée de sables fins (0,20 à 0,25 mm) riches en minéraux lourds (> 70%) témoignant de la ségrégation sédimentaire liée à l'érosion du substrat sablo-vaseux de la mangrove adjacente. Une analyse par microscope électronique à balayage (MEB) a permis de déterminer que ces sables volcaniques sont principalement composés de minéraux lourds : ilménite, titanomagnétite, amphibole, feldspath et pyroxène.

Après 2 marées d'enregistrement, l'appareil situé sur le point de mesures B a été déplacé vers la position E au niveau du profil P100 sur la partie de l'estran dénuée de mangrove (expérimentation 2). L'objectif était d'estimer pour chaque secteur (avec et sans mangrove), les valeurs de la hauteur significative de la houle et les niveaux d'énergie. L'instrument de mesures a été positionné sur le haut de l'estran marqué par un cordon sableux à une altitude équivalente à celle de l'appareil D en arrière de la mangrove (Tab. 6.3). Les pentes moyennes du profil (P100) sont de 0,26 % pour le bas estran sablo-vaseux et de 3,76 % en moyenne pour le cordon sableux littoral. Le matériel sédimentaire est constitué de sables fins à moyens altéritiques (0,2 à 0,4 mm) moyennement à médiocrement classés.

Localisation	Instrument	Elévation	Début des mesures	Fin des mesures
A – Baie de Dapani (12°58'50.81''S – 45°09'50.81''E)	ADCP	-6,25 m sous le niveau marin moyen	17/06/2007 15h00	21/06/2007 13h00
B – Profil P400 (avant mangrove) (12°58'45.39''S – 45°09'31.83''E)	Midas DWR	-0,71 m (IGN 1950)	17/06/2007 12h00	18/06/2007 12h00
C – Profil P400 (mangrove) (12°58'43.14''S – 45°09'30.07''E)	ADV	1,18 m (IGN 1950)	17/06/2007 12h00	19/06/2007 09h00
D – Profil P400 (après mangrove) (12°58'42.33''S – 45°09'29.53''E)	Midas DWR	1,45 m (IGN 1950)	17/06/2007 12h00	19/06/2007 21h00
E – Profil P100 (plage) (12°58'32.74''S – 45°09'52.12''E)	Midas DWR	1,47 m (IGN 1950)	18/06/2007 16h00	19/06/2007 21h00

Tableau 6.3 : Résumé du déploiement instrumental du 17 juin au 19 juin 2007 réalisé dans la mangrove de Dapani.

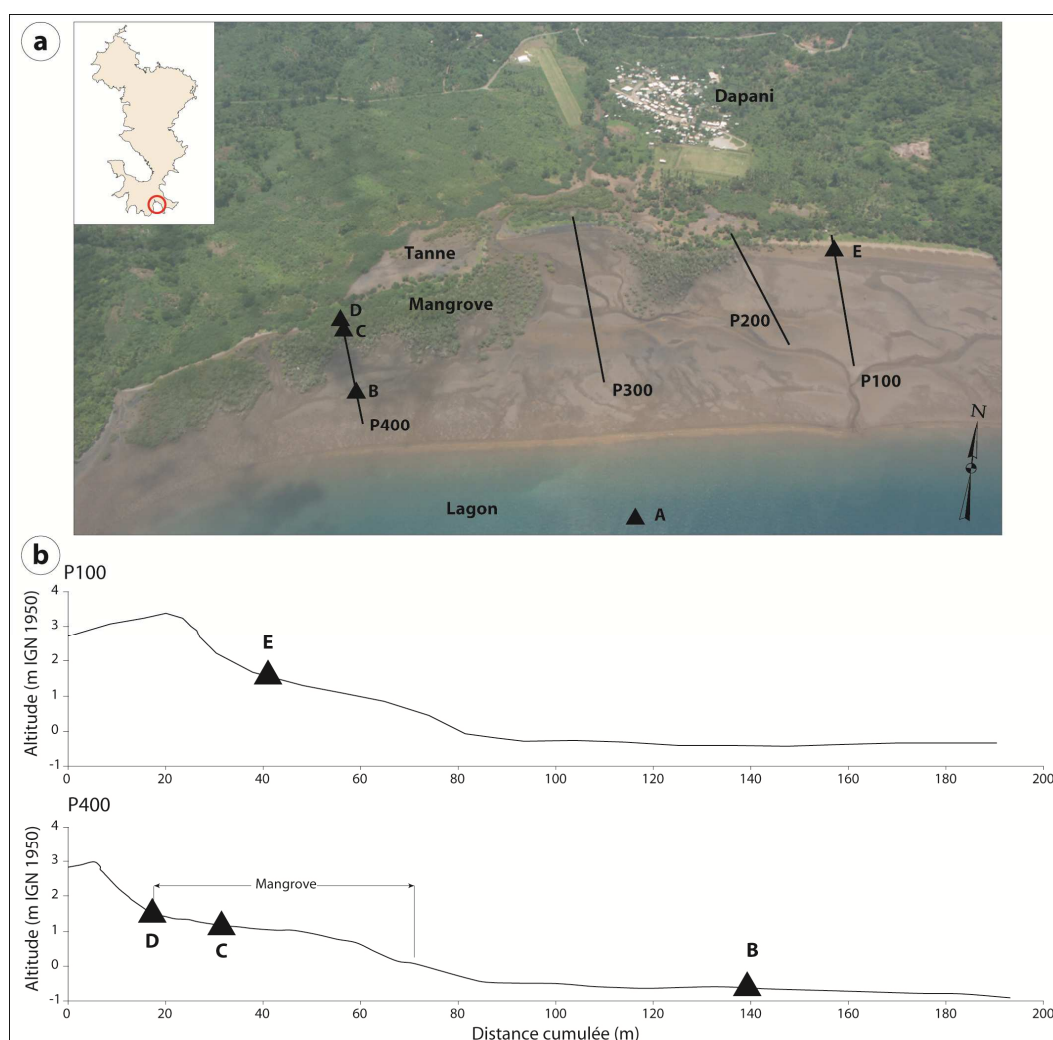


Figure 6.20 : Localisation des instruments de mesures lors du déploiement sur le site de Dapani. (a) Photographie aérienne de la mangrove de Dapani (cliché Les passagers du vent, 04/02/2007) ; (b) profils topographiques et situation des courantomètres houlographiques. Les lettres font référence aux appareils de mesures précédemment mentionnés dans le [tableau 6.3](#).

Les résultats enregistrés au cours de deux marées (une pour chaque expérimentation) sont présentés (coefficients 93 et 91 respectivement pour l'expérimentation 1 et 2). Le vent a été relativement modéré et constant lors des périodes de mesures avec une direction S à SSE et une vitesse maximale de 9 m.s^{-1} . La figure 6.21a, b et c. présente une synthèse des conditions de houles enregistrées au cours de l'expérimentation 1. La hauteur significative de la houle au large (instrument A) est de l'ordre de 0,5 m à marée haute et sa période pic oscille entre 5 et 8 s. Lors de la progression vers la côte les houles montrent une diminution progressive de Hs qui passe à 0,4 m, 0,25 m et 0,20 m respectivement au point de mesure B, C et D. La réduction d'énergie (δE), estimée à partir de l'équation 5.1, entre A et D oscille entre 84% et 95%. La réduction de l'énergie des vagues atteint 72 à 93 % lors de leur propagation à travers la mangrove entre le point de mesure situé en avant de la mangrove (B) et celui en arrière (D). L'atténuation des houles à travers la mangrove montre une corrélation avec la hauteur d'eau et les taux de réduction de l'énergie les plus élevés correspondent aux niveaux d'eau les plus faibles.

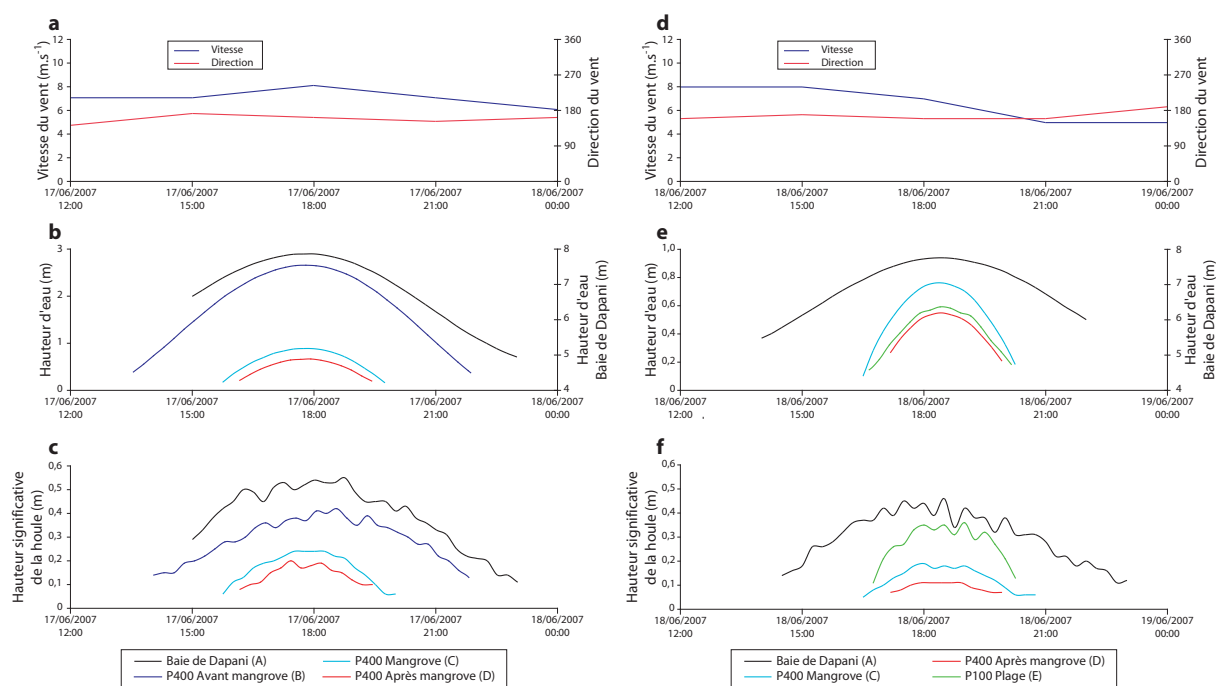


Figure 6.21 : Synthèse des conditions hydrodynamiques lors de la campagne. Expérimentation 1 : (a) vitesse et direction des vents, (b) hauteur d'eau, (c) hauteur significative de la houle. Expérimentation 2 : (d) vitesse et direction des vents, (e) hauteur d'eau, (f) hauteur significative de la houle.

L'analyse des spectres d'énergie de la houle à marée haute confirme ces observations (Fig. 6.22a) et montre une dissipation progressive de l'énergie particulièrement marquée pour

les fréquences élevées (fetch local, $f > 0,125$ Hz). On peut également noter pour des spectres des points de mesures B et C, un transfert d'énergie vers des fréquences plus basses par la génération de subharmoniques, probablement par effet de réflexion des houles par la mangrove et/ou le cordon sableux.

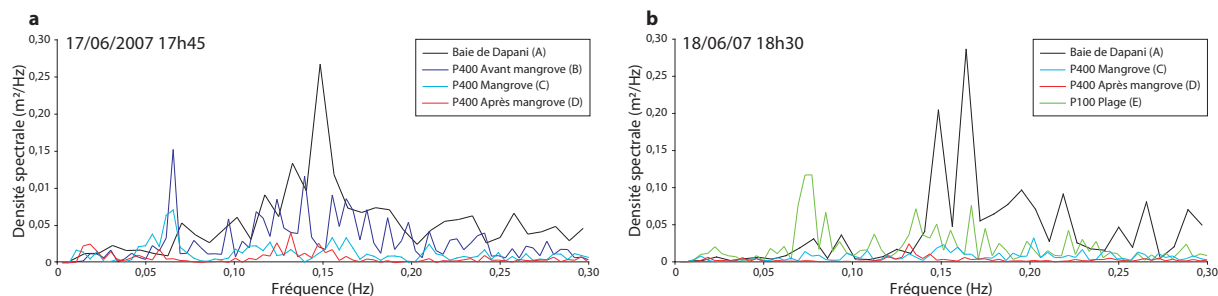


Figure 6.22: Sélection de spectres de houles associés aux *bursts* de pleines mers illustrant le rôle de la mangrove sur la réduction de l'énergie des vagues incidentes. (a) expérimentation 1 ; (b) expérimentation 2.

Pour l'expérimentation 2, l'analyse des données (Fig. 6.21d, e et f) montre que la hauteur significative de la houle est nettement plus faible dans le secteur à mangrove (D) que dans le secteur qui en est dépourvue (E). Les deux appareils étant à une altitude équivalente (Tab. 6.3) et la topographie des profils étant relativement proche, cette différence de H_s traduit l'action des palétuviers sur l'atténuation des vagues. Le calcul de la réduction d'énergie de la houle (δE), estimée à partir de l'équation 5.1, entre l'instrument au large et les appareils D et E permet d'avoir une estimation de l'énergie dissipée et du rôle de la mangrove sur la propagation des vagues. Les résultats montrent une réduction de l'énergie qui oscille entre 89 et 97 % entre les appareils A et D (profil avec mangrove) alors que l'atténuation de l'énergie est plus faible, de 16 à 70 % en fonction de la hauteur d'eau, entre les instruments A et E (profil sans mangrove) (Fig. 6.23). La réduction de l'énergie des vagues dans le secteur à mangrove est produite par la résistance engendrée par les multiples interactions entre le mouvement oscillatoire des vagues et les palétuviers, mais également par la friction du fond sédimentaire (cf. paragraphe 2.1.2 du chapitre 1). Dans le secteur dénué de mangrove, l'atténuation des vagues n'est engendrée que par la friction du fond sédimentaire. Par conséquent, nous pouvons estimer à environ 70 % l'énergie des houles dissipée par les palétuviers à marée haute. L'analyse des spectres de houles pour cette seconde expérimentation montre également cette différence de réduction d'énergie (Fig. 6.22b). On peut également remarquer que le spectre des houles au point de mesure E enregistre un pic

d'énergie à la fréquence 0,07 Hz ($T = 14$ s) en raison des processus de réflexion sur le cordon sableux et au jeu de l'interférence des ondes de retour avec les vagues incidentes.

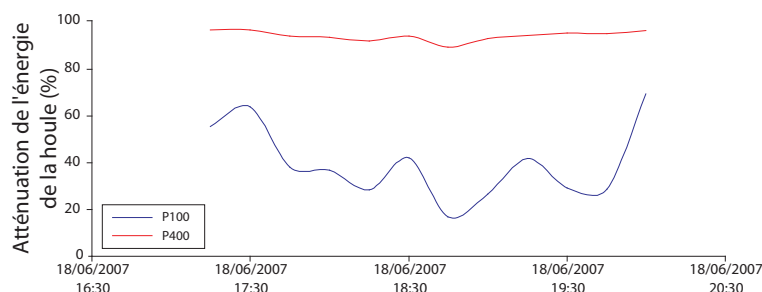


Figure 6.23 : Différence d'atténuation de l'énergie des vagues entre le secteur dénué de mangrove (P100) et le secteur avec mangrove (P400). La réduction de l'énergie engendrée par les palétuviers de la mangrove (P400) est clairement visible.

Cette courte campagne de mesures hydrodynamiques a permis de montrer le rôle important de la végétation sur l'amortissement et la dissipation de l'énergie des vagues incidentes. La valeur de la réduction de l'énergie des vagues par la mangrove, estimée à 70 %, est comparable à celle rencontrée dans la littérature (Brinkman *et al.*, 1997 ; Massel *et al.* 1999 ; Mazda *et al.*, 1997a, 2006).

3.3. Discussion

Ces résultats du suivi morphologique et des mesures hydrodynamiques permettent d'esquisser un schéma de fonctionnement de la réorganisation sédimentaire de l'estran en liaison avec l'érosion d'une mangrove (Fig. 6.24).

A la suite de la déstabilisation naturelle et/ou anthropique, les formations externes de la mangrove, généralement à *Sonneratia alba*, reculent par évacuation de la vase. Cette déstructuration du substrat conduit au dégagement des racines souterraines des palétuviers, les arbres sont déstabilisés et au final sont déchaussés puis basculés sous l'action des houles. Des barres sableuses se développent en raison du remaniement des sédiments vaseux et de la concentration subséquente des particules plus grossières. Ces barres sableuses migrent progressivement vers le rivage sous l'influence des processus de déferlement et mènent à l'accrétion du cordon sableux en arrière de la mangrove. Cette accrétion provoque l'enfouissement des racines des palétuviers proches du cordon qui sont asphyxiés et qui dépérissent. Dans le même temps, la diminution de la largeur de la mangrove entraîne une augmentation de l'énergie des houles à travers celle-ci.

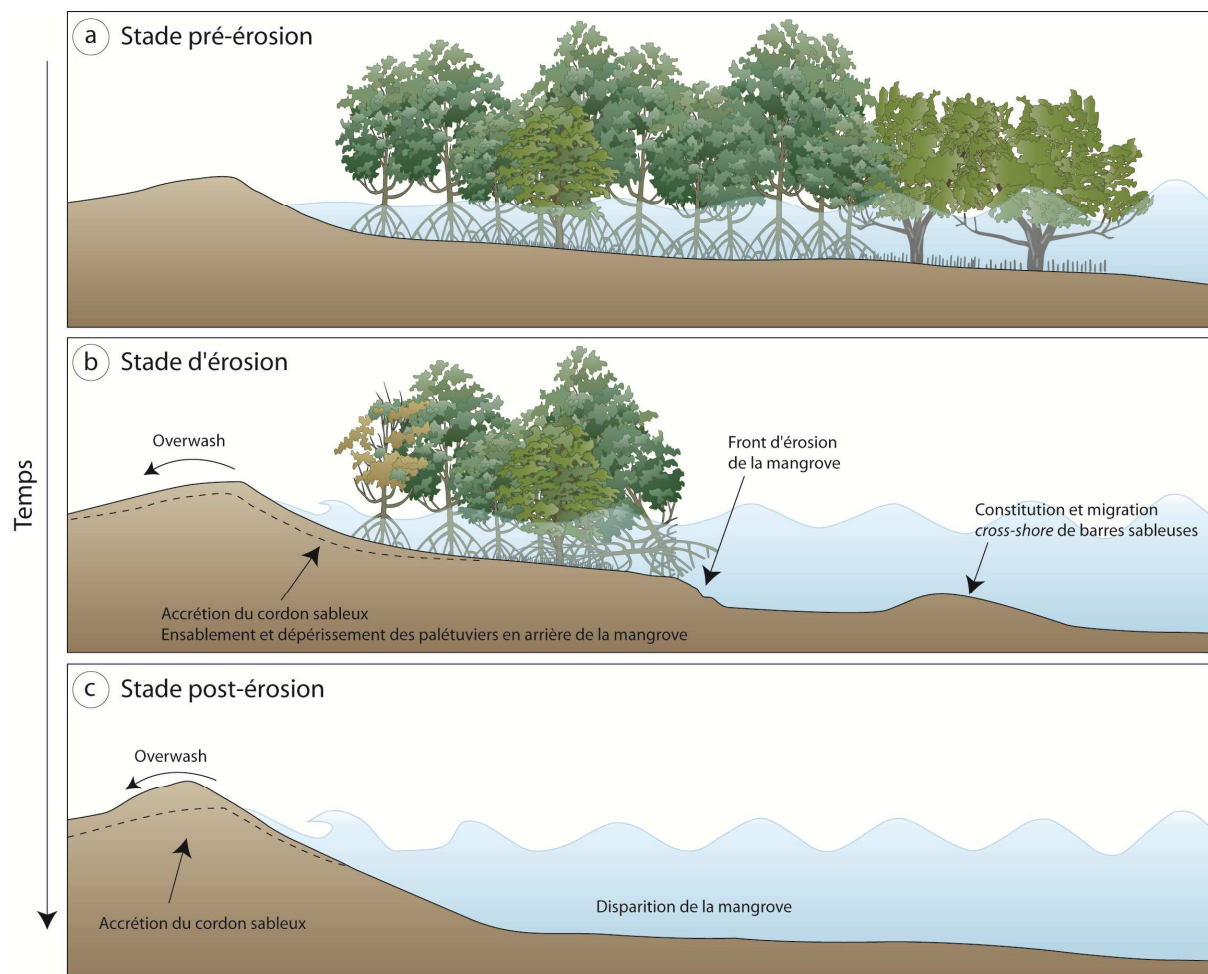


Figure 6.24 : Modèle de fonctionnement de la réorganisation sédimentaire de l'estran d'une mangrove en érosion à Mayotte. (a) Stade pré-érosion : une mangrove est présente dans le bas de la zone intertidale et un cordon sableux se trouve sur le haut estran. (b) Stade d'érosion : la mangrove régresse à la suite d'une déstabilisation ; l'évacuation de la vase conduit à l'émergence des racines des palétuviers puis au déchaussement des arbres. Une partie de la fraction sableuse du substrat dégagé est remontée vers l'arrière de la mangrove et provoque une accrétion du cordon sableux qui engendre un étouffement des palétuviers par enfouissement des racines. L'autre partie des sables dégagés reste sur l'estran et constitue des barres qui migrent progressivement vers le haut de l'estran. (c) Stade post-érosion : la mangrove a totalement disparu. La fraction sableuse de l'ancien substrat sédimentaire de la mangrove a complètement migré vers le cordon sableux. L'énergie des vagues est amplifiée en raison de la disparition de la mangrove ; le cordon sableux recule par les processus liés au déferlement et au débordement des vagues au-dessus de la crête du cordon au cours des périodes de forte énergie.

Sous l'action des processus de déferlement (*swash*) et de débordement des vagues (*washover*) qui sont amplifiés, la crête du cordon s'élève et dans le même temps recule. Cette réorganisation sédimentaire de l'estran peut être comparable, dans une certaine mesure (les surfaces affectées et volumes sédimentaires en jeu étant nettement moins importants à

Mayotte) à la dynamique des cheniers le long des côtes des Guyanes, d'Afrique de l'Ouest ou d'Australie (Augustinus *et al*, 1989 ; Anthony, 1990 ; Woodroffe et Grime, 1999).

En influençant la dissipation de l'énergie des vagues incidentes, la répartition et la structuration de la mangrove vont exercer un contrôle significatif sur l'activation des processus géomorphologiques et la sédimentologie intertidale. Par exemple, les cordons sableux situés à l'arrière des formations végétales de la mangrove vont être exposés à une plus faible quantité d'énergie que ceux qui ne sont pas précédés de mangrove. L'ajustement sédimentaire étant sous l'influence des paramètres hydrodynamiques, les caractéristiques et la morphodynamique des cordons sableux sont, en conséquence, sous l'influence directe de l'organisation des mangroves adjacentes.

4. Etude de la variabilité des paramètres météo-marins

L'évolution morphodynamique à moyen terme des côtes basses à mangroves répond en grande partie aux conditions de forçage externe elles-mêmes déterminées par les fluctuations climatiques et le niveau marin qui ont une profonde influence sur les processus hydrodynamiques (houles et courants). Il s'agit donc, dans les paragraphes suivants, d'identifier les variations et les variabilités des paramètres météo-marins qui ont affecté la région de Mayotte durant les dernières décennies et qui pourraient nous permettre de mieux comprendre la sectorisation de l'évolution des mangroves.

4.1. Les vents

La période 1951-2007 se caractérise, dans son ensemble, par une tendance à l'accroissement de l'action du vent (Fig. 6.25a). On observe toutefois des fluctuations avec des périodes plus calmes (début des années 1960 ; 1975-1977) et d'autres plus agitées (début des années 1970 ; 1981-1983 ; 1998-2007). Parallèlement, l'occurrence des vents nuls diminue sur la même période. Comme pour l'action du vent, des variations sont également visibles avec des périodes où l'occurrence des vents nuls est faible (année 1950 ; 1988-1993 ; 1998-2007) et des années où elle est plus élevée (année 1960-1970 ; 1994-1997). La comparaison de l'action du vent avec l'occurrence des vents nuls fait apparaître une corrélation entre les deux variables (Fig. 6.25b).

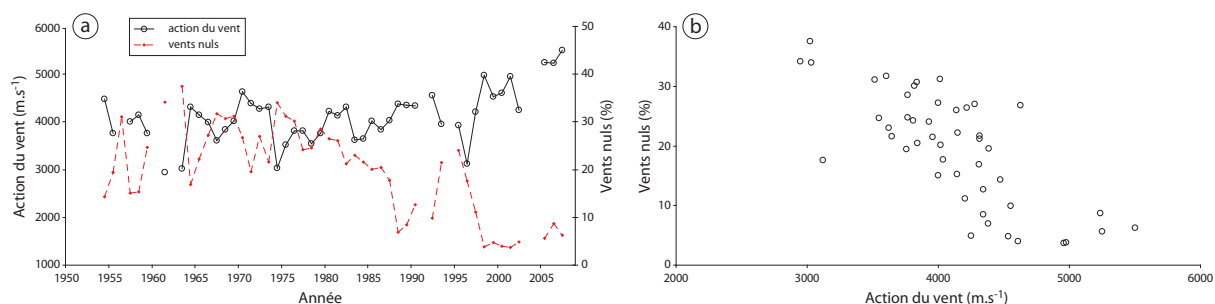


Figure 6.25 : (a) Action du vent total annuel (traits pleins) et occurrence annuelle des vents nuls (traits brisés), (b) relation entre l'action du vent total annuel et l'occurrence annuelle des vents nuls. Les années avec plus de 5% de lacunes ont été exclues.

Les trois figures suivantes présentent respectivement l'évolution des vitesses moyennes mensuelles sur la période 1951-2007 (Fig. 6.26), l'évolution des vitesses moyennes des vents enregistrés sur cette même période mais exclusivement lors des mois de l'été austral (vents à composante principale nord, octobre-mars, Fig. 6.27) et l'évolution des vitesses moyennes des vents enregistrés seulement lors des mois de l'hiver austral (vents à composante principale sud, avril-septembre, Fig. 6.28).

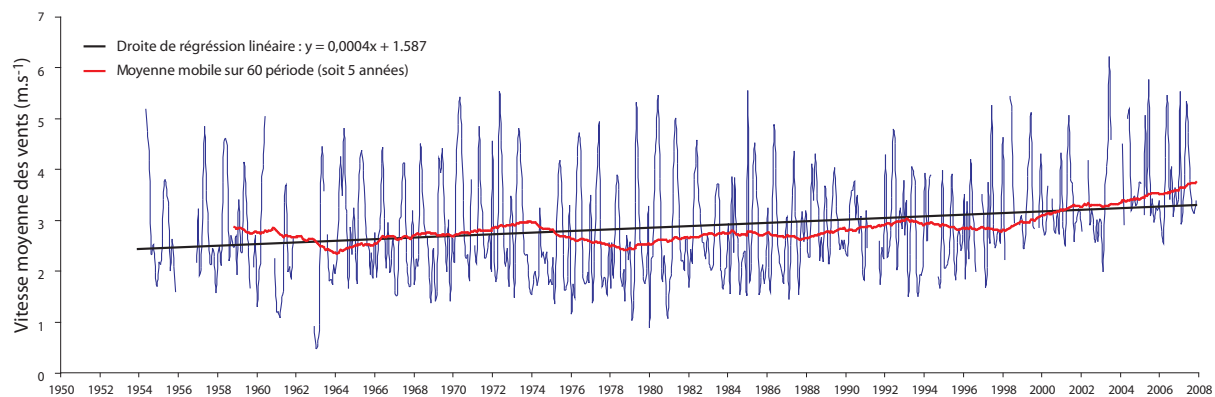


Figure 6.26 : Evolution de la vitesse moyenne mensuelle des vents - période 1951-2007 ; les mois avec des lacunes représentant plus de 5% des enregistrements ont été exclus.

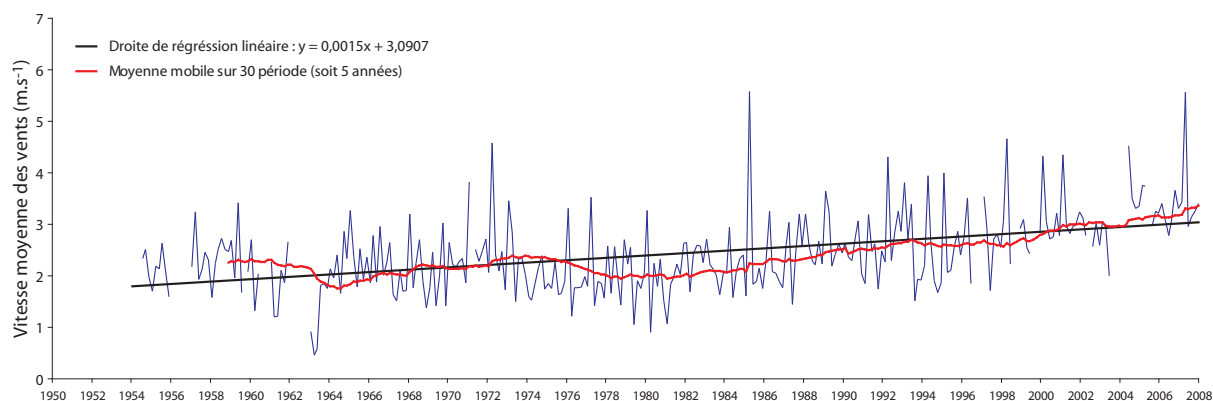


Figure 6.27 : Evolution de la vitesse moyenne mensuelle des vents lors de la saison de mousson (octobre – mars) - période 1951-2007 ; les mois avec des lacunes représentant plus de 5% des enregistrements ont été exclus.

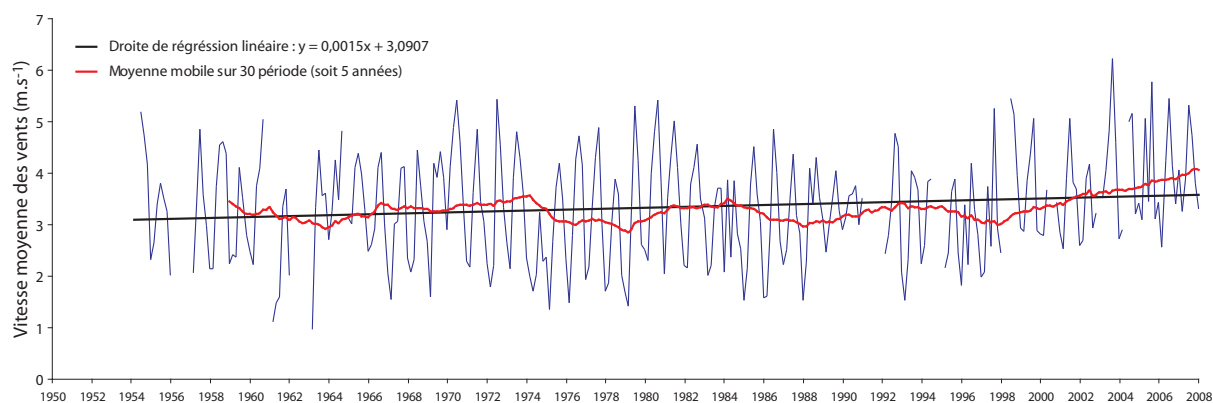


Figure 6.28 : Evolution de la vitesse moyenne mensuelle des vents lors de la saison des alizés (avril – septembre) - période 1951-2007 ; les mois avec des lacunes représentant plus de 5% des enregistrements ont été exclus.

L'analyse des trois figures précédentes permet de mettre en évidence des fluctuations et des tendances à moyen terme. Pour l'ensemble des séries statistiques présentées, un accroissement de la force des vents est clairement discernable au cours de la période 1951-2007. Plus précisément, l'évolution des vitesses moyennes mensuelles des vents enregistrés en été austral (Fig. 6.27) montre entre 1951 et 1973 une stabilité apparente de la force de ces derniers. A partir de 1973, la vitesse des vents diminue pour atteindre des minima entre 1979 et 1981, puis elle s'accroît progressivement jusqu'en 2007. Les vitesses les plus élevées sont relevées en 1971- 1973 et principalement au cours des 15 dernières années. Plusieurs pics sont également observables, ils correspondent aux passages de tempêtes tropicales ou de cyclones (ex. Feliska en février 1985). L'évolution des vitesses moyennes enregistrées lors des mois de l'hiver austral (Fig. 6.28) montre également une tendance à l'augmentation de la

force des vents entre 1951 et 2007. Elle est cependant moins marquée que la hausse constatée pour les mois de l'été austral. En revanche, une succession de périodes d'intensification (ex. 1970-1972 ; 1979-1981 ; 1985-1986 ; 1992 ; 1998-1999) et de relaxation des vents (ex. 1974-1975 ; 1983-1984 ; 1990-1991) est clairement visible. Ces oscillations, assez régulières dans le temps, aboutissent à une cyclicité d'une durée voisine de 6 à 9 ans, avec des vitesses moyennes de l'ordre de 5 à 5,5 m.s⁻¹ lors des périodes de renforcement et de 3 à 4 m.s⁻¹ au cours des phases d'affaiblissement des alizés.

La [figure 6.29](#) présente l'évolution de l'action annuelle du vent par direction (secteurs SE-SSW, NE-ESE, SW-WNW et NW-NNE). Cette illustration permet de confirmer les observations décrites dans les paragraphes précédents. Les vents de secteur SE-SSW sont dominants sur l'ensemble de la période d'observation et contribuent, selon les années, à hauteur de 50 à 60% du total annuel de l'action du vent. Leur évolution, depuis 1951, laisse apparaître des fluctuations assez régulières de l'ordre de 6 à 9 ans et une tendance à moyen terme croissante particulièrement dans la dernière décennie. Les vents des secteurs NE-ESE et SW-WNW ne montrent pas de tendance évolutive significative à moyen terme. Enfin, pour le secteur NW-NNE, les vents affichent une tendance bien marquée à l'augmentation, avec une légère phase d'affaiblissement à la fin des années 1970.

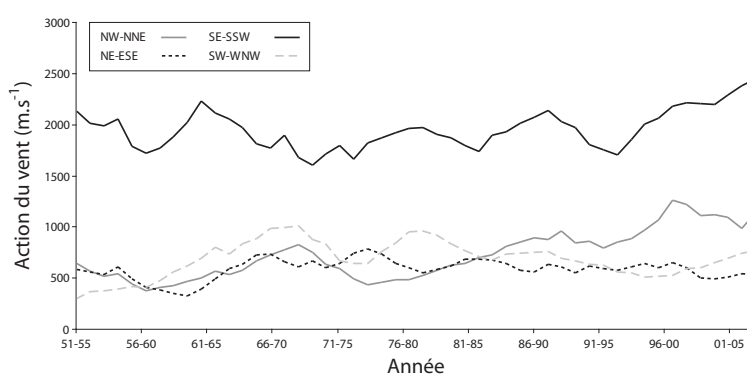


Figure 6.29 : Evolution de l'action du vent (m.s⁻¹) par secteur. Les courbes représentent les moyennes mobiles sur cinq années.

Les résultats de l'analyse des vents montrent une tendance à l'accroissement de leur force à Mayotte au cours de la période 1951-2007. Cette augmentation concerne aussi bien les vents de secteur nord que ceux du secteur sud. Cette étude de la variabilité des vents présente également une succession de périodes d'intensification et d'affaiblissement des alizés aboutissant à un cycle d'une durée voisine de 6 à 9 ans. Des travaux antérieurs, portant sur l'évolution des conditions pluviométriques de la région de Mayotte, ont montré une tendance

à l'augmentation des précipitations depuis 1933 et des cycles de 6-8 ans et de 18-25 ans (Priess, 1995 ; Lapègue, 1999 ; Zinke *et al.*, 2008). Cependant, il n'a pas été possible de mettre en évidence une corrélation entre les cycles décrits dans ces études et la variabilité de la force des alizés que nous avons constatée.

4.2. Les houles

Les connaissances sur la variabilité à moyen terme de la hauteur des houles sont très limitées dans la région de Mayotte et plus globalement dans l'ouest de l'océan Indien. Les données présentées dans ce paragraphe sont issues de la réanalyse ERA-40 du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (ECMWF, *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Ces données de houle ont été extraites du modèle à partir des analyses globales de la vitesse du vent au contact avec la mer (U_{10}) et des hauteurs significatives des houles observées et interpolées, sur la période 1958-2001. La figure 6.30 présente la synthèse de l'évolution de la hauteur significative de la houle, qui montre une tendance évolutive à la hausse dans le canal du Mozambique et qui subit notamment l'influence de l'augmentation constatée des hauteurs de houle dans la zone tempérée et l'océan circumpolaire austral (Sterl et Caires, 2005 ; Hemer *et al.*, 2008).

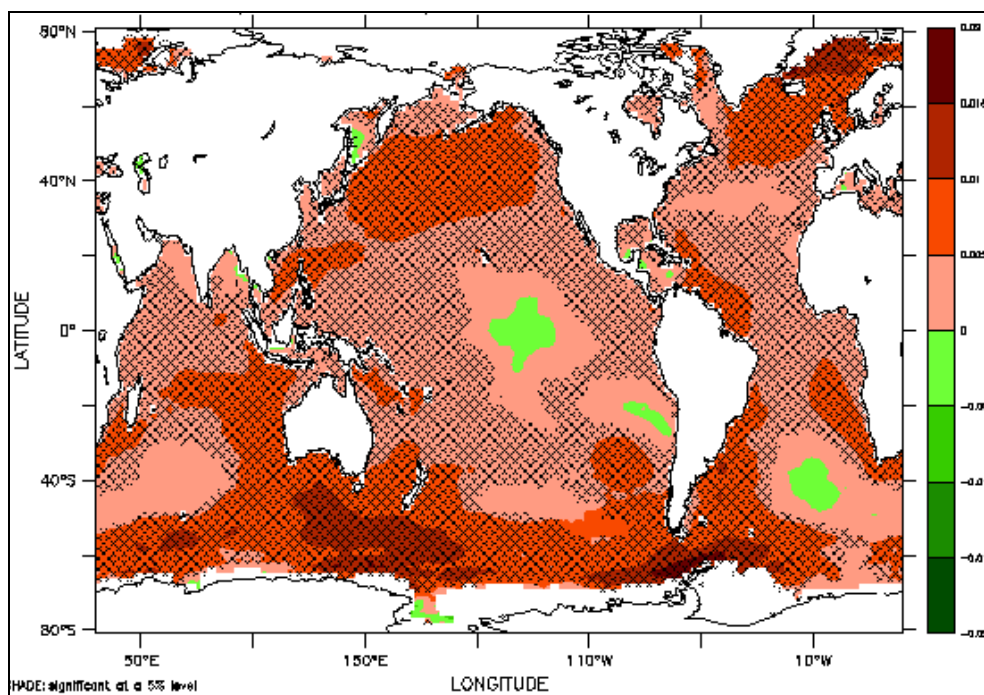


Figure 6.30 : Tendance évolutive annuelle de la hauteur significative des houles. Carte issue du modèle ERA40 pour la période 1958-2001 (source : *The KNMI/ERA-40 wave atlas*).

4.3. Le niveau marin

Les données sur l'évolution du niveau de la mer dans la région de Mayotte sont limitées. Un marégraphe, installé à Dzaoudzi, a fonctionné par intermittence entre 1985 et 1995. Par conséquent, les enregistrements issus de cet appareil ne sont pas valorisables. Les seules données disponibles sur les variations du niveau marin à Mayotte proviennent des satellites altimétriques Topex/Poseidon, Jason-1 et Jason-2. La [figure 6.31](#) présente la courbe d'évolution du niveau moyen de la mer à proximité de Mayotte issue de ces observations satellitales. Le niveau marin montre une tendance linéaire à l'élévation de 4,3 millimètres par an. A cette tendance linéaire se superposent des fluctuations interannuelles principalement engendrées par la circulation océanique locale et des oscillations climatiques régionales (*Indian Ocean Dipole* et El Niño, [Webster et al., 1999](#) ; [Schouten et al., 2003](#)). En raison de ces fluctuations interannuelles importantes et de la durée limitée de la série de données (15 ans), l'estimation présentée de l'évolution du niveau marin dans la région de Mayotte est certainement à nuancer. Cependant, l'augmentation du niveau de la mer constatée à Mayotte s'inscrit dans une tendance plus globale à l'élévation du niveau marin ([Church et White, 2006](#) ; [IPCC, 2007](#))

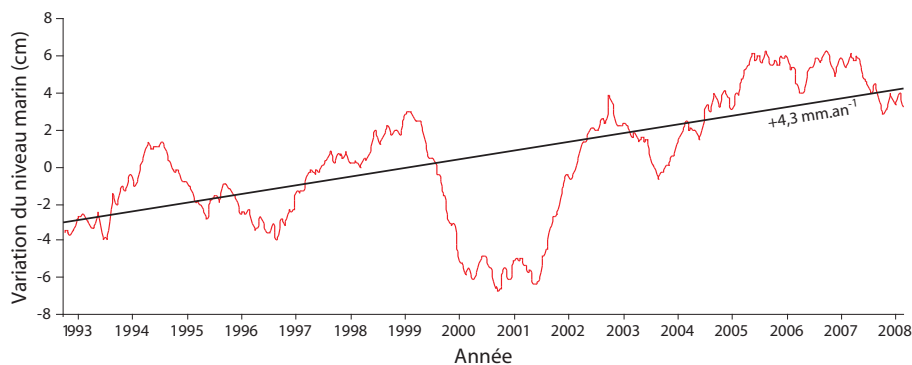


Figure 6.31 : Variations du niveau marin enregistrées à Mayotte (13°S – 45°S, Données Ssalto/Duacs distribuées par AVISO avec le soutien du CNES). La courbe rouge représente la moyenne glissante sur une année.

4.4. Une possibilité de cycle à long terme ?

Au cours des différentes campagnes de terrain, notre attention s'est dirigée vers un point de repère historique susceptible d'aider au discernement de l'évolution à long terme du trait de côte. Cet élément est un piège à poissons qui se situe au sud de Mayotte, entre les villages de Mronabéja et de Passi Kéli ([Fig. 6.32](#)). Un piège à poissons, comme son nom l'indique, est

une construction humaine qui a pour but de capturer des poissons. Il est constitué d'un alignement de pierres volcaniques sèches (sans aucun liant) qui a plus ou moins la forme d'un arc de cercle dont les extrémités se referment vers la terre. Le piège est localisé dans la zone intertidale et utilise les variations du niveau de la mer pour capturer les poissons. Le mur du piège est construit de telle sorte, qu'à marée haute, il soit complètement inondé. Il redevient émergé lorsque la marée baisse, capturant le poisson qui était entré pendant la marée haute. La longueur du piège à poissons de Mronabéja est d'environ 125 m pour une largeur variant de 0,3 à 1 mètre et une hauteur de 0,2 à 0,7 m (Fig. 6.33a et b).

L'intérêt spécifique de ce piège à poissons est, qu'il a été par le passé et jusqu'à une époque très récente, recouvert par des sédiments sablo-vaseux et une mangrove. Nous avons vu, dans le paragraphe 1.3.2 du chapitre 4, que cette mangrove a connu une forte régression de ces formations végétales. L'analyse détaillée de l'évolution de la mangrove par rapport à la position de ce piège permet de constater que ce dernier était, au moins jusqu'en 1989, entièrement recouvert par les sédiments et la mangrove (Fig. 6.32). Puis, le recul continu de cette dernière a conduit à la réapparition progressive du piège au fur et à mesure de l'érosion de la mangrove. Il a été complètement dégagé des sédiments en février 2007.

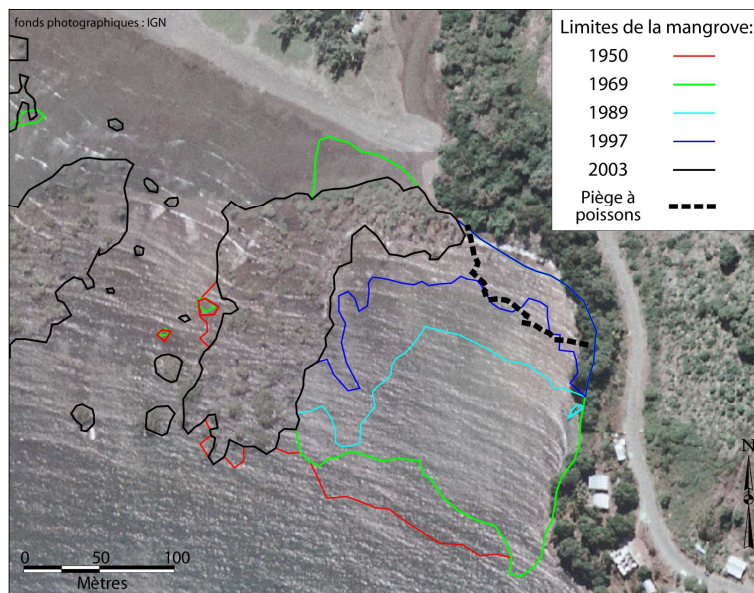


Figure 6.32 : Localisation du piège à poissons de Mronabéja et évolution de la mangrove depuis 1950. Le piège à poissons était totalement recouvert par la mangrove jusqu'en 1989 puis il a été progressivement dégagé des sédiments.

Le piège a été probablement construit sur un estran libre de mangrove. Après sa construction, les pierres qui constituent le piège ont été progressivement colonisées et recouvertes par des huîtres. Ces huîtres ont constitué une épaisse couche de coquilles (30 cm) autour des pierres au cours d'un intervalle de temps indéfini (Fig. 6.33d). Après une période plus ou moins longue, ce piège à poissons a été recouvert par des sédiments sablo-vaseux et une mangrove, « fossilisant » en quelque sorte le piège. La régression récente de la mangrove a permis la réapparition du piège. Cette partie de la baie de Mronabéja a donc subi un cycle accrétion/érosion de sa mangrove en une période indéterminée : nous savons seulement que le cycle d'érosion a débuté il y a une cinquantaine d'années.

Ce piège à poissons n'est pas unique à Mayotte. Il en existe de nombreux sur les côtes mahoraises mais aucun recensement ni cartographie précise de ces ouvrages n'ont été effectués pour l'heure. Au cours de nos différentes missions à Mayotte, nous avons pu dénombrer 33 pièges à poissons repartis sur l'ensemble des côtes de l'île (annexes 3). Leurs caractéristiques géométriques dépendent de la configuration des côtes où ils sont implantés mais leur forme et principe de fonctionnement restent les mêmes. On rencontre les pièges principalement sur les platiers des récifs frangeants à proximité de côtes rocheuses, ces dernières fournissant les blocs de pierre pour leur construction. Parmi ces 33 pièges, seuls deux pièges, autres que celui de Mronabéja, se trouvent à proximité immédiate de mangroves (Mounyambani et Kangani). L'examen détaillé (photographies aériennes, observations de terrains) de ces deux pièges et de l'évolution de leur mangrove adjacente a permis de constater qu'ils étaient en cours d'enfouissement par des sédiments sablo-vaseux. Ces observations confortent l'idée qu'un piège à poissons peut être enfoui par des sédiments et que le piège de Mronabéja a été probablement construit sur un estran sans mangrove.

Plusieurs lieux d'implantations des pièges à poissons se trouvent à proximité de sites archéologiques recensés sur le littoral de Mayotte (Kus et Wright, 1976 ; Allibert, 1984 ; Liskowski, 2002, 2003). La construction de ce type de piège est une pratique courante et ancienne dans l'ouest de l'océan Indien, des côtes d'Afrique de l'Est jusqu'à Madagascar (Petit, 1930 ; Prins, 1967 ; Gribble, 2006 ; Quinn, 2007) ; cependant les informations sur les pièges à poissons de Mayotte sont très limitées. Il semble que leur construction à Mayotte ait débuté avec les premiers peuplements venus d'Afrique (bantous) et d'Indonésie (Australiens et/ou Proto-malgaches), c'est-à-dire depuis le VIII^{ème} siècle (Allibert, 1984 ; Liskowski, 2002 ; Pauly communication personnelle). Certains sites archéologiques associés

à des pièges à poissons ont été datés ; c'est notamment le cas du site d'Acoua daté des XII-XVIIème siècles, ou Koungou daté des XII-XIIIème siècles (Pauly, 2007 ; Liszkowski et Allibert, 2007). Il semble donc que la construction des pièges à poissons ait débuté à une époque assez ancienne. Concernant le piège de Mronabéja, les données historiques sont inexistantes. D'après les pêcheurs et les « anciens » des villages de Mronabéja et de Passi Kéli, que nous avons interrogés, ce piège serait très ancien, plus de cent ans.

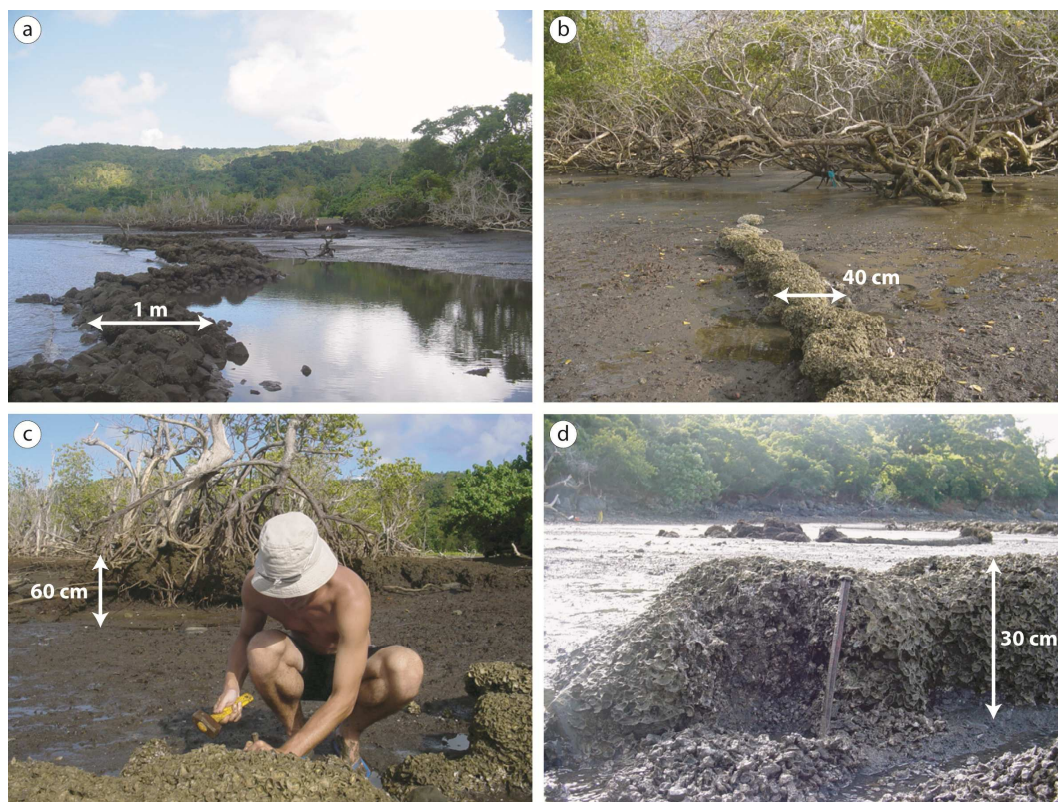


Figure 6.33 : Photographies du piège à poissons de Mronabéja (Clichés M. Jeanson). (a) Partie sud-est du piège ; (b) partie du piège la plus récemment dégagée à proximité du village Mronabéja ; (c) dégagement des huîtres datées et front d'érosion de la mangrove en arrière-plan ; (d) Matrice d'huîtres recouvrant les pierres du piège.

Afin d'obtenir une estimation de l'âge du piège à poissons nous avons prélevé, au niveau du secteur le plus récemment mis à jour, un échantillon des coquilles d'huîtres au contact de la pierre qui sont, en toute logique, les premières huîtres à s'être implantées sur les roches (cf. chapitre 3 et Fig. 6.33c et d). La datation réalisée révèle une mise en place des huîtres échantillonnées à 910 ± 25 ^{14}C BP (513-297 cal BP). La construction du piège à poissons remonte donc au minimum entre 1437 et 1653 AD car nous ne connaissons pas l'intervalle de temps nécessaire à l'établissement des premières huîtres sur les pierres récemment mises en

place. L'époque correspondante à la construction du piège (XV^{ème}-XVII^{ème} siècle) est la période dite classique ou Tsingoni, époque où les bantous sont islamisés mais où les pêcheurs ont conservé les méthodes de pêche traditionnelles issues d'Afrique (Liszkowski communication personnelle). Cette datation est cohérente avec la chronologie historique de Mayotte et avec les autres études archéologiques précédemment mentionnées.

Les résultats obtenus et les observations de terrain permettent de proposer un modèle de l'évolution de la mangrove de Mronabéja (Fig. 6.34) :

- Stade 1 : XV^{ème}-XVII^{ème} siècle : le piège à poissons est construit sur l'estran de la baie de Mronabéja. A cette époque, la zone intertidale est dénuée de mangrove.
- Stade 2 : le piège à poissons, après une période indéterminée d'exondation, est enfoui sous des sédiments sablo-vaseux et une mangrove.
- Stade 3 : suite à une déstabilisation anthropique et/ou naturelle, la mangrove recule par évacuation du substrat sablo-vaseux. Le piège à poissons, auparavant enfoui sous les sédiments, est dégagé au fur et à mesure de la régression de la mangrove.

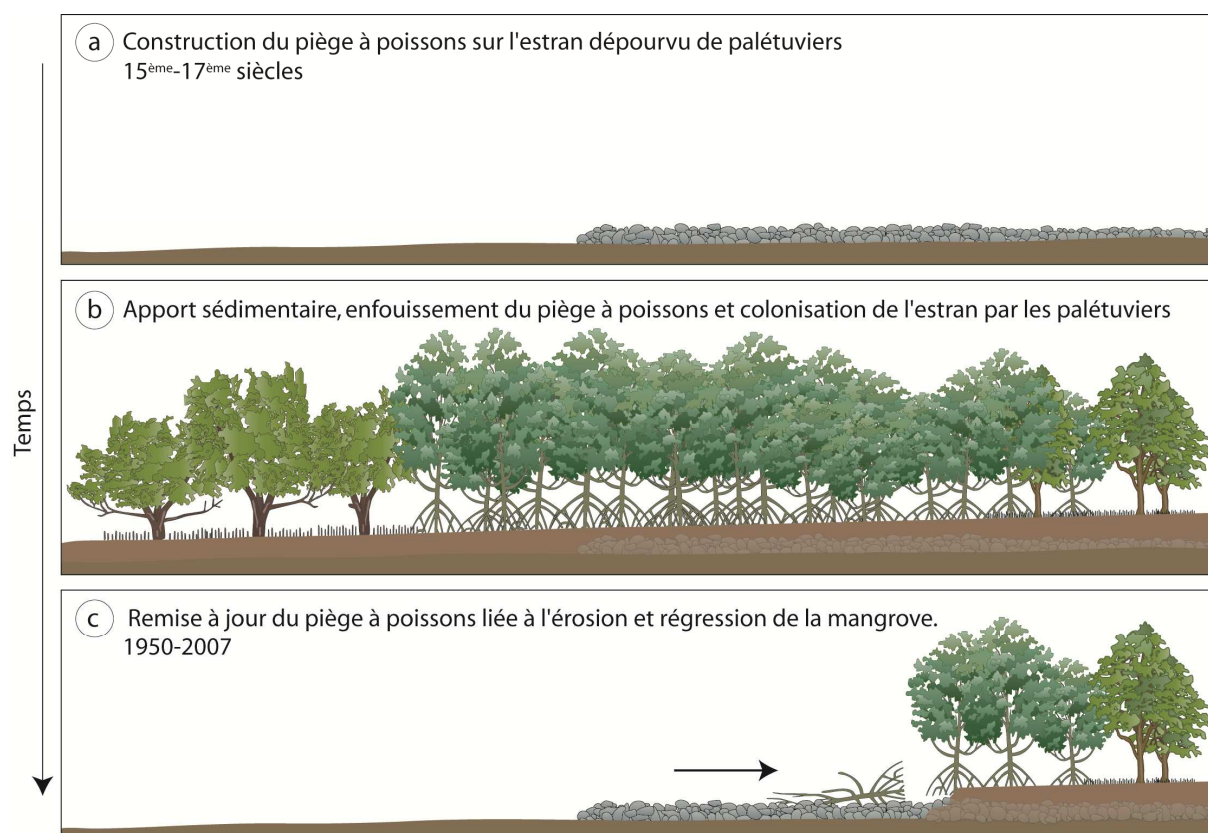


Figure 6.34 : Schéma évolutif de la mangrove de Mronabéja.

Il semble donc que la mangrove de Mronabéja aurait subi un cycle accrétion/érosion depuis le XV^{ème}-XVII^{ème} siècle. Cependant, de très nombreuses interrogations et incertitudes existent. Par exemple, nous pouvons nous demander quelle est l'origine des sédiments qui ont recouvert le piège à poissons, ou quelles ont été les conditions favorables à un alluvionnement plus important à une époque. Dans l'état actuel de nos connaissances, il nous est impossible de répondre à ces questions ; nous pouvons simplement émettre des hypothèses. Il est possible, par exemple, que les conditions climatiques moins humides, plus froides et agitées dans l'ouest de l'océan Indien à l'époque de la construction du piège, en liaison avec le minimum de Maunder (Zinke *et al.*, 2004), ont permis l'édification de celui-ci sur l'estran vierge de mangrove. Puis, à la faveur de la période chaude, plus humide et plus calme qui a suivie, une sédimentation massive du fond de la baie se serait produite, enfouissant le piège à poissons.

4.5. Discussion

Ces résultats, bien que limités, nous amènent à nous poser la question d'une éventuelle responsabilité des modifications des paramètres météo-marins sur l'évolution des mangroves. D'une manière générale, l'analyse des vents montre une tendance à l'augmentation de leur force à Mayotte au cours de la période 1951-2007. Cette augmentation concerne les vents de secteur nord et de secteur sud. L'examen des paramètres des houles, réalisé dans le chapitre 5 de ce mémoire, nous a permis de voir que les conditions d'agitation de la région de Mayotte sont dominées par des vagues courtes (3 à 8 s) générées par les vents locaux et régionaux. En conséquence, l'augmentation de la vitesse des vents a pu conduire à un accroissement de la hauteur des vagues dans la région de Mayotte sur la période 1951-2007. Cette tendance à l'augmentation de la hauteur significative de houle est également observée par l'intermédiaire de la réanalyse ERA-40.

Les résultats du chapitre 5 ont montré que la configuration de l'architecture récifale a pour conséquence une moins bonne dissipation de l'énergie des vagues océaniques par les récifs coralliens du sud et de l'ouest de Mayotte. Les plus fortes entrées d'énergie conduisent à une plus grande vulnérabilité des mangroves de ces secteurs côtiers, vulnérabilité engendrée par des processus morphodynamiques plus actifs. Du fait de cette moindre protection récifale, une augmentation de la taille des vagues, même relativement limitée, aurait plus d'impact sur les littoraux sud et ouest et conduire à une déstabilisation des mangroves.

L'évolution du niveau marin dans la région de Mayotte, issue de l'analyse de données satellitales, montre une tendance linéaire à l'élévation de 4,3 millimètres par an. Si, cette estimation est à prendre avec précaution, notamment en raison de la durée limitée de la série de données, cette hausse du niveau marin enregistrée dans la région de Mayotte pourrait néanmoins être une des causes explicatives du phénomène de colonisation des tannes constaté pour la majorité des mangroves (chapitre 3). Une hausse du niveau de la mer peut aboutir à une augmentation de la fréquence d'inondation des tannes et permettre ainsi l'extension des formations végétales.

Synthèse et conclusion

Les différentes observations réalisées dans ce chapitre montrent que le développement, la structuration et le fonctionnement des mangroves sont étroitement liés aux caractéristiques des formations récifales amont et des conditions hydrodynamiques engendrées par celles-ci. Les différences spatiales de l'architecture récifale induisent des variations dans l'énergie incidentes de la houle qui contrôle la répartition spatiale des dépôts, leur nature sédimentologique et leurs organisations morphosédimentaires. Un des phénomènes les plus remarquables est la présence de barres sableuses en avant des mangroves exposées à l'ouest et au sud. Les observations de terrain montrent une articulation morphodynamique entre les barres sableuses et les formations végétales des mangroves adjacentes. La localisation et la structuration des barres influencent directement la dynamique de la mangrove en favorisant ou en défavorisant le développement des palétuviers. L'ensemble de ces facteurs semble accentuer la vulnérabilité des mangroves du sud et de l'ouest aux déstabilisations naturelles ou anthropiques

La disparation des formations végétales des mangroves du sud et de l'ouest entraîne une réorganisation morphosédimentaire de l'estran par la remise en mouvement des sédiments sablo-vaseux auparavant fixés par les racines des palétuviers et par la modification subséquente des processus hydrodynamiques. Les résultats du suivi morphologique et des mesures hydrodynamiques montrent que la répartition et la structuration de la mangrove vont exercer un contrôle significatif sur l'activation des processus géomorphologiques et la sédimentologie intertidale.

L'examen de l'évolution des paramètres météo-marins montre, d'une façon générale, une intensification des forçages liés aux vents et aux houles dans la région de Mayotte. De même, les données disponibles sur l'évolution du niveau marin semblent indiquer une

augmentation de ce dernier. Ces changements des paramètres météo-marins ont plus d'impacts sur les mangroves des côtes sud et ouest de Mayotte, plus vulnérables à l'action des processus hydrodynamiques en raison de l'architecture récifale moins dense que dans le nord et l'est. Enfin, l'étude du piège à poissons de Mronabéja laisse entrevoir la possibilité d'un cycle érosion/accréation à long terme de ce secteur littoral de Mayotte.

Chapitre 7

LE RESEAU DE SURVEILLANCE

Introduction

Depuis quelques années, l'environnement littoral suscite l'intérêt croissant d'une multitude d'acteurs, comme en témoigne le concept de « gestion intégrée de la zone côtière » qui exprime le besoin d'agir collectivement sur les processus naturels et anthropiques susceptibles de menacer le maintien durable de la qualité de l'environnement et des activités qui s'y déroulent (Gourmelon, 2003). Mais le préalable à une gestion efficace de cet espace complexe est une connaissance approfondie de son fonctionnement et de son évolution. L'exiguïté du territoire, l'accroissement régulier des pressions anthropiques sur les espaces littoraux ainsi que la vulnérabilité des milieux côtiers aux changements climatiques, à la montée du niveau marin et aux événements extrêmes constituent des contraintes spécifiques aux milieux insulaires tropicaux (Mimura *et al.*, 2007). Les changements environnementaux, l'accélération de la hausse de niveau marin et la recrudescence des phénomènes climatiques extrêmes sont maintenant clairement établis (Church et White, 2006 ; IPCC, 2007). Ces changements ont, et auront, des effets très significatifs sur les écosystèmes côtiers tropicaux mais également sur les systèmes morphosédimentaires adjacents. La gestion des espaces littoraux tropicaux devra s'accommoder sur le court et le moyen terme d'une évolution des paramètres dynamiques avec des phases aléatoires de répit et d'érosion, alors que les modifications climatiques ne feront qu'accentuer ces tendances (Wigley & Rapper, 2001 ; CORDIO, 2002 ; Woodworth *et al.*, 2004 ; Sheppard *et al.*, 2005 ; Titus, 2005 ; Nicholls *et al.*, 2007). Le degré de connaissance des systèmes côtiers reste à améliorer et il est nécessaire de mesurer la réaction des espaces littoraux face au changement climatique. Afin d'optimiser la gestion et de déterminer les principaux enjeux de conservation des environnements littoraux de Mayotte, il apparaît nécessaire de mieux comprendre la complexité du système côtier mahorais à différentes échelles spatio-temporelles à partir d'acquisitions de données de

terrain et de proposer des outils de gestion synthétiques qui permettent de constituer des bases de données facilitant les prises de décision par les gestionnaires.

1. Le réseau de surveillance à Mayotte : un outil de suivi de la dynamique littorale.

Pour appréhender les différents facteurs (physiques et anthropiques) responsables de l'évolution du trait de côte à Mayotte, tout autant que la vulnérabilité des populations riveraines, il s'avère nécessaire pour la communauté scientifique comme pour les gestionnaires du littoral, de bénéficier d'un cadre méthodologique et opérationnel de surveillance de l'évolution morphosédimentaire des milieux côtiers (UNESCO, 2003 ; Dolique, 2007 ; Dolique *et al.*, 2007 ; Levoy, 2007). Afin de répondre à ces objectifs, une démarche méthodologique basée sur la mise en place d'un réseau expérimental de suivi de la morphodynamique du littoral de Mayotte a été mise en œuvre parallèlement à l'approche recherche appliquée de nos travaux.

1.1. But et objectifs du réseau de surveillance de la morphodynamique du littoral

Dans le contexte d'un fort développement démographique, les côtes de Mayotte sont sujettes à des pressions anthropiques grandissantes et à des enjeux importants en termes de développement économique et touristique (Fontaine, 1997 ; Bernardie-Tahir et Omar, 2001 ; Taglioni, 2009). La forte pression démographique à laquelle est soumis le littoral mahorais nécessite d'intégrer son évolution morphologique dans les stratégies d'un développement économique viable et durable. La question de la dégradation des milieux côtiers et lagunaires de Mayotte interpelle régulièrement les autorités locales et nationales sur la nécessité de mettre en place une politique de gestion durable et intégrée du littoral mahorais. Cette notion d'une gestion et d'un développement maîtrisé de l'espace côtier a été l'un des thèmes centraux lors de l'établissement du *Plan d'Aménagement et de Développement Durable de Mayotte* (PADD) qui définit les grandes orientations et les politiques d'aménagement du territoire mahorais pour les années et les décennies à venir (décret n° 2009-745 du 22 juin 2009). Une telle politique doit s'appuyer sur une bonne compréhension du fonctionnement du littoral car il n'existe pas de gestion durable des milieux côtiers sans une connaissance claire des dynamiques morphosédimentaires et de leurs interactions avec les formes d'occupation du sol et les activités humaines. Dans ces conditions, l'établissement d'un réseau opérationnel de suivi de la morphodynamique du littoral s'avère nécessaire pour renforcer le potentiel d'observation et de recherche sur l'évolution des milieux côtiers afin d'obtenir un bon

discernement du fonctionnement naturel des unités hydrosédimentaires et des effets d'éventuelles interventions anthropiques sur celles-ci.

La mise en place du réseau de surveillance de la dynamique du littoral se situe dans la continuité d'études morphosédimentaires engagées depuis 2003 par le BRGM et/ou l'Université du Littoral Côte d'Opale (De La Torre et Aubie, 2003 ; Besson, 2005 ; Jeanson, 2005 ; De La Torre *et al.*, 2006, Dolique et Jeanson, 2006 ; Jeanson *et al.*, 2006). Ces études ont permis de mettre en place un premier réseau d'observation de la dynamique côtière sur l'île. L'établissement du réseau s'est poursuivi par des observations morphodynamiques plus poussées grâce à l'attribution d'un budget par le ministère de l'Outre-mer pour le projet de recherches MANGUIERS (MANGroves mahoraises, sURveillance par Instrumentation Et Recherches Sédimentaires) opéré par l'IRD et l'ULCO. Ce réseau de surveillance de la morphodynamique côtière de Mayotte se concentre sur l'observation, le suivi et la caractérisation des changements morphosédimentaires du littoral à diverses échelles temporelles et spatiales à partir d'acquisitions de données de terrain, des processus liés au *swash*, aux cycles d'érosion ou d'accrétion à moyen terme (Tableau 7.1). Le développement de ce réseau opérationnel de surveillance du littoral repose sur trois objectifs principaux :

1 - Mettre en place un réseau de mesures et d'observations scientifiques et techniques. Le cœur du projet est constitué par la mise en place d'une batterie d'instrumentation sur différents sites côtiers de Mayotte afin de caractériser les principaux facteurs et processus responsables de l'évolution des formes sédimentaires littorales. Ce réseau d'observation porte sur les aspects suivants : suivis périodiques topo-bathymétriques précis (par DGPS et tachéomètre), suivis en continu sur les secteurs à enjeu, caractérisation des stocks sédimentaires (prélèvements), suivi et quantification du rythme d'évolution des communautés végétales (télédétection, photographie aérienne, terrain), mesures et caractérisations hydrodynamiques (houles, courants, marées), suivi pré- et post-événements exceptionnels, collecte des informations existantes.

2 - Obtenir des données qualitatives et quantitatives de changements des entités littorales avant et après un évènement paroxysmal. Un objectif de cet observatoire de la morphodynamique du littoral en termes de recherche appliquée vise à une meilleure compréhension de la résilience des littoraux tropicaux exposés aux événements météo-marins paroxysmaux, pour mieux mesurer les stratégies de réaction et les coûts d'adaptation auxquels

les sociétés locales font face dans un contexte de croissance démographique forte. Il s'agira de déterminer les niveaux de seuil, la sensibilité d'adaptation ainsi que les processus et les rythmes de résilience sous des influences diverses (sédiments, végétation, impacts anthropiques...) face aux événements météorologiques extrêmes (cyclones, tempêtes tropicales, surcotes, fortes houles...). La capacité de résilience naturelle de ces milieux doit être caractérisée afin de déterminer le potentiel de reconstitution des volumes sédimentaires à la suite d'un événement tempétueux par exemple. Une première étape pour répondre à cet objectif est d'avoir un état des lieux, un état zéro qui fasse référence et qui est déterminé par la mise en place du réseau de mesures d'observations scientifiques et techniques précédemment mentionné.

3 - Etre un outil de mutualisation et de diffusion de l'information. En dehors des données qui serviront à la recherche appliquée, ce réseau servira aussi à alimenter les acteurs partenaires locaux, régionaux et nationaux impliqués dans la gestion du littoral (DAF, DEDD, Conservatoire du Littoral, ONCFS, etc.), demandeurs de chiffres nouveaux. Ils doivent permettre, à terme, d'améliorer la cartographie des risques littoraux et de proposer des mesures de protection-adaptation nécessaires afin de promouvoir une gestion adaptée, fondée sur la compréhension des dynamiques littorales. Le réseau de surveillance doit favoriser les échanges entre scientifiques et acteurs de la société civile travaillant sur ce thème en améliorant la diffusion et la communication de l'information vers : (1) les acteurs locaux par l'organisation de séminaires techniques et le développement d'un Système d'Information Géographique (site Internet, Outil de cartographie interactive), mais également (2) auprès de la population et des scolaires par la parution d'articles de vulgarisation et d'information dans les revues naturalistes et les journaux locaux (Jeanson, 2006 ; Jeanson et De La Torre, 2006) ainsi que par la tenue de conférences.

Temps	Processus	Signification morphodynamique
100 000 a	Occurrence des hauts niveaux marins interglaciaires	Formation, évolution de la morphologie des récifs coralliens et des côtes
10 000 à 1 000 a	Durée de l'édification des récifs pendant le haut niveau marin holocène	Création de conditions favorables pour le développement des formes sédimentaires littorales
1 000 à 100 a	Oscillation mineurs du niveau marin durant l'holocène	Formation de beach-rock, cycles d'érosion/accrétion.
100 à 10 a	Occurrence des événements extrêmes	Formation, destruction, changements significatifs des formes sédimentaires
100 à 1 a	Variations climatiques et océanographiques à moyen ou long terme	Cycles à moyen ou long terme d'érosion et d'accrétion
1 a	Variations météorologiques et océanographiques saisonnières	Cycles saisonniers d'érosion et d'accrétion
180 à 14 j	Variation de la hauteur des marées	Tailles des vagues sur le littoral ; mélange des eaux douces et salées
14 à 1 j	Passages de systèmes météorologiques	Variation des conditions de vagues affectant les formes sédimentaires littorales
25 à 12,5 h	Marées	Modulation de l'énergie et de la zone d'action des vagues sur l'estran
10 à 1 min	Trains de vagues	Pulsation dans le transport des sédiments
20 à 5 s	Vagues individuelles	Intensité des processus liés au swash

Echelles d'interventions et d'observations du réseau de surveillance

Tableau 7.1 : Les échelles de réflexion, d'observations et d'interventions du réseau de surveillance au sein du système morphodynamique littoral tropical.

1.2. Le réseau de mesures et d'observations scientifiques et techniques de terrain

L'axe central du projet repose sur l'établissement d'un observatoire de l'hydrodynamique et de la dynamique morphosédimentaire pour caractériser les évolutions morphologiques des formes littorales de secteurs côtiers variés et représentatifs des côtes mahoraises, principalement des plages et des mangroves, mais également des falaises et des littoraux artificiels (Fig. 7.1). Les sites de ce réseau d'observation ont été choisis pour leurs caractéristiques spécifiques telles que leur exposition, leur évolution récente (érosion ou accrétion), leurs caractéristiques sédimentaires, leur valeur environnementale, mais également patrimoniale et économique, car au-delà de la vulnérabilité physique du littoral, il est nécessaire de s'intéresser aux enjeux et problématiques socioéconomiques (Tab. 7.2a et b). Notre intérêt s'est donc naturellement porté en priorité vers les plages à fort potentiel touristique, notamment celles inscrites comme site de développement majeur dans le PADD, et aux mangroves. Ces dernières jouent un rôle fondamental de tampon, intégrant

naturellement les forts apports de matières en suspension en provenance des bassins versants et limitant ainsi l'envasement du lagon et des récifs coralliens ; leur dynamique et leur évolution ont une répercussion directe sur la qualité et la quantité des ressources halieutiques disponibles pour les pêcheries locales.

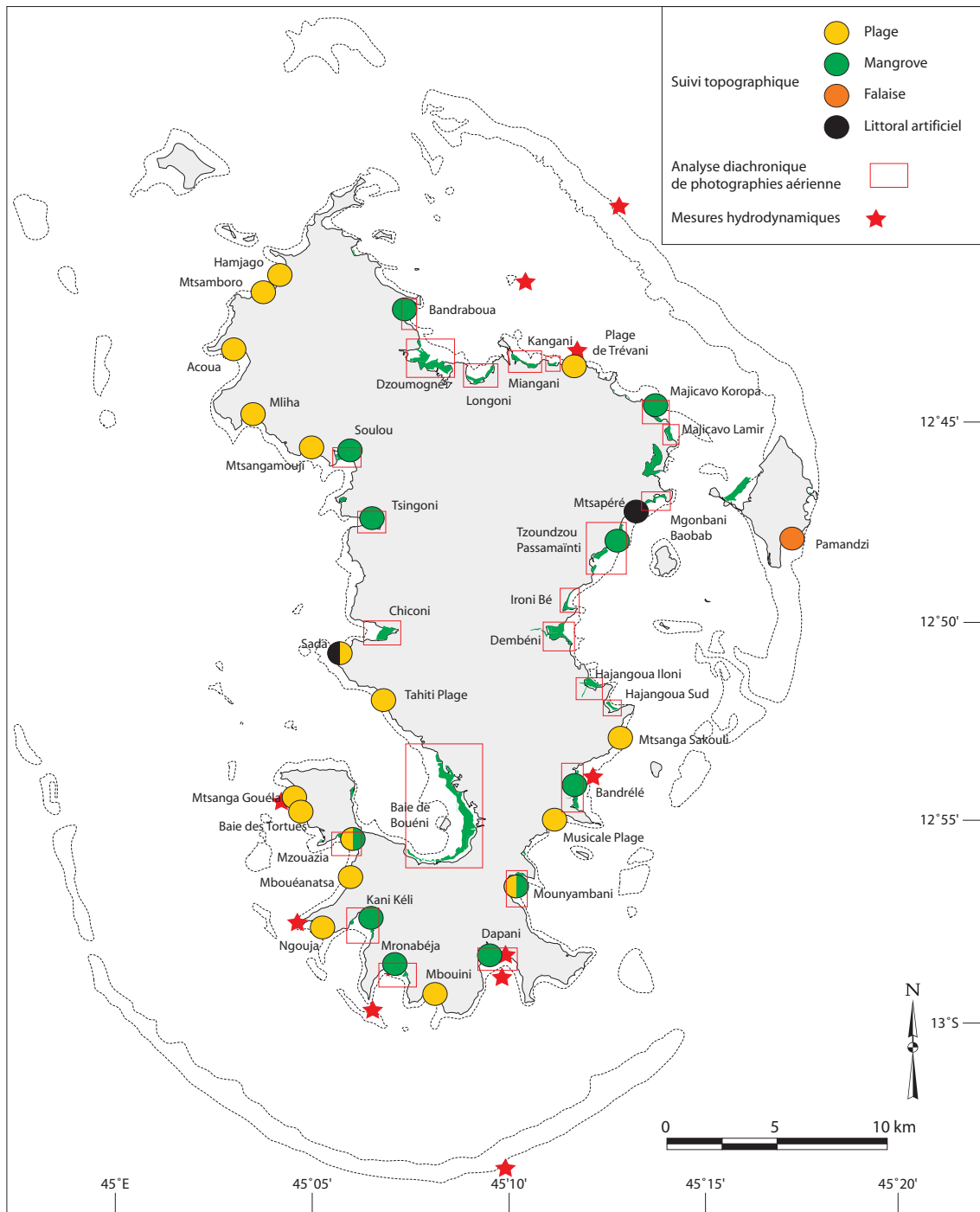


Figure 7.1 : Localisation des sites d'observations morphosédimentaires et hydrodynamiques du réseau de surveillance.

En premier lieu, un réseau de profils topographiques a été mis en place pour caractériser les évolutions morphologiques des entités littorales sélectionnées. La démarche méthodologique consiste, à l'instar de nombreuses études dans le monde, à la réitération temporelle de profils topographiques à partir de têtes de stations géoréférencées. Des têtes de secours ont également été établies plus en arrière afin de se prémunir des effets d'un arasement de la plage par un événement cyclonique. Le fonctionnement morphodynamique longitudinal et transversal des sites choisis pourra alors être apprécié et les modifications morphologiques pourront fournir des renseignements sur les caractéristiques hydrodynamiques des secteurs étudiés. Sur le plan méthodologique, le choix a été fait de suivre 62 profils répartis sur 28 sites sur les différentes côtes de Mayotte de manière, dans la mesure du possible, à encadrer les régimes météo-marins saisonniers.

Pour les sites à mangroves, outre le suivi topographique lorsqu'il a été possible, l'évolution morphologique du trait de côte a été appréciée par l'analyse diachronique de photographies aériennes de l'IGN (1950, 1969, 1989, 1997 et 2003, cf. [chapitre 4](#)). La résolution spatiale et temporelle des séries de photographies aériennes a l'avantage de faciliter l'étude de l'évolution de mangroves qui peuvent avoir des superficies assez conséquentes. Cette démarche permet également d'obtenir des informations appropriées sur des terrains parfois difficiles d'accès.

Des mesures hydrodynamiques ponctuelles (paramètres des houles et des courants) ont été réalisées sur certains sites dans des conditions climatiques modales afin de bien comprendre le fonctionnement de l'espace lagunaire sub-tidal. Ces enregistrements serviront également à constituer une base de données (hauteurs significatives, hauteurs au déferlement, périodes, spectres, provenances, etc.) afin de pouvoir comparer ces données modales aux données extrêmes enregistrées lors de la survenue d'un événement paroxysmal en termes d'énergie.

Enfin, des campagnes de mesures approfondies ont été menées sur la plage de Mtsanga Gouéla afin de caractériser finement les évolutions topographiques et les processus de l'interface eau/sédiments dans un contexte sédimentaire mixte (mélange sable biodétritique carbonaté - sable volcanique) en lien avec les caractéristiques des agents hydrodynamiques.

Site	Environnement morphosédimentaire	Problématique et enjeux	Observations et méthodologies
Acoua	Large plage composée de sable fin altéritique. Exposition sud-ouest sur un large lagon et un récif barrière discontinu.	Plage peu fréquentée et pression anthropique minime malgré une importante urbanisation en arrière de la plage.	Suivi topographique.
Baie des Tortues	Plage de poche composée de sable volcanique et biodétritique. Exposition ouest sur un large lagon et un récif barrière discontinu.	Site majeur pour la ponte des tortues. Importante structure touristique en arrière de la plage.	Suivi topographique.
Bandraboua	Mangrove de fond de baie. Exposition est sur un large lagon et un récif barrière continu.	Mangrove en légère expansion. Dégradations ponctuelles en arrière de la mangrove en lien avec le développement urbain.	Suivi topographique, analyse diachronique de photographies aériennes.
Bandrélé	Mangrove de fond de baie. Environnement mixte mangrove-récif corallien. Exposition est sur un lagon étroit et un récif barrière discontinu.	Dégradations ponctuelles en arrière de la mangrove en lien avec le développement urbain. Interaction morphodynamique entre la mangrove, les barres intertidales et le récif frangeant.	Suivi topographique, analyse diachronique de photographies aériennes et mesures hydrodynamiques.
Dapani	Mangrove et plage constituée de sable d'origine biodétritique et altéritique. Environnement mixte mangrove-récif corallien. Présence de barres intertidales. Exposition sud sur un large lagon et un récif barrière continu.	Recul de la mangrove. Interaction morphodynamique entre la mangrove, la plage et les barres intertidales. Conséquences halieutiques de l'érosion de la mangrove.	Suivi topographique dont MNT, analyse diachronique de photographies aériennes et mesures hydrodynamiques.
Hamjago	Plage composée de sable fin altéritique et biodétritique. Exposition nord-ouest sur un lagon étroit et un récif barrière discontinu.	Dégradation importante en liaison avec des aménagements et une importante urbanisation en arrière de la plage.	Suivi topographique.
Kani Kéli	Mangrove de fond de baie. Environnement mixte mangrove-récif. Exposition sud sur un large lagon, la double barrière interne et un récif barrière continu.	Recul de la mangrove. Dégradations ponctuelles en arrière de la mangrove en lien avec le développement urbain. Conséquences halieutiques de l'érosion de la mangrove.	Suivi topographique, analyse diachronique de photographies aériennes.
Majicavo Koropa	Mangrove ouverte. Environnement mixte mangrove-récif corallien. Exposition nord sur un large lagon et un récif barrière continu.	Mangrove en légère expansion. Dégradations ponctuelles en arrière de la mangrove en lien avec le développement urbain	Suivi topographie, analyse diachronique de photographies aériennes.
Mbouéanatsa	Plage composée de sable volcanique et biodétritique. Exposition ouest sur un large lagon et un récif barrière discontinu.	Importantes structures touristiques en arrière de la plage. Site de développement touristique majeur inscrit au PADD	Suivi topographique.
Mbouini	Plage de fond de baie composée de sable altéritique et biodétritique. Présence de barres intertidales. Exposition sud sur un large lagon et un récif barrière continu.	Plage peu fréquentée et faibles pressions anthropiques.	Suivi topographique.
Mliha	Petite plage de poche composée de sable biodétritique. Exposition sud sur un large lagon et un récif barrière discontinu.	Plage peu fréquentée et faibles pressions anthropiques. Site de développement majeur inscrit au PADD.	Suivi topographique.
Mounyambani	Mangrove et plage constituée de sable d'origine biodétritique et altéritique. Environnement mixte mangrove-récif. Présence de barres intertidales. Exposition sud-est sur un lagon étroit et un récif barrière discontinu.	Mangrove dynamique. Interaction morphodynamique entre la mangrove, la plage et les barres intertidales. Conséquences halieutiques de l'érosion de la mangrove.	Suivi topographique, analyse diachronique de photographies aériennes.
Mronabéja	Mangrove de fond de baie. Environnement mixte mangrove-récif. Exposition sud sur un large lagon, la double barrière interne et un récif barrière continu.	Recul de la mangrove. Interaction morphodynamique entre la mangrove, la plage et les barres intertidales. Conséquences halieutiques de l'érosion de la mangrove.	Suivi topographique, analyse diachronique de photographies aériennes et mesures hydrodynamiques.
Mtsamboro	Plage composée de sable fin altéritique et biodétritique. Exposition nord-ouest sur un lagon étroit et un récif barrière discontinu.	Dégradation importante en liaison avec une importante urbanisation en arrière de la plage.	Suivi topographique.

Tableau 7.2a: Sites du réseau de surveillance et résumé des problématiques (1^{ère} partie).

Site	Environnement morphosédimentaire	Problématique et enjeux	Observations
Mtsanga Gouéla	Plage de poche composée de sable volcanique et biodétritique. Exposition ouest sur un large lagon et un récif barrière discontinu.	Site majeur pour la ponte des tortues. Importantes structures touristiques en arrière de la plage. Site de développement touristique majeur inscrit au PADD	Suivi topographique à différentes échelles temporelles et mesures hydrodynamiques.
Mtsanga Sakouli	Plage de sable fin altéritique. Exposition sud-est sur un lagon étroit et un récif barrière discontinu.	Importantes structures touristiques en arrière de la plage. Site de développement touristique majeur inscrit au PADD	Suivi topographique
Mtsanga Trévani	Anse sableuse semi-ouverte. Sable coralo-terrigène. Exposition nord sur un large lagon et un récif barrière continu.	Importantes structures touristiques en arrière de la plage. Site de développement touristique majeur inscrit au PADD	Suivi topographique et mesures hydrodynamiques
Mtsangamouji	Large plage composée de sable fin altéritique. Exposition sud sur un large lagon et un récif barrière discontinu.	Plage peu fréquentée et pression anthropique minimale.	Suivi topographique
Mtsapéré	Port de pêche artificiel créé au sein de remblais à l'embouchure de la rivière Majimbini.	Problème d'envasement consécutif aux apports de la rivière et de son confinement.	Suivi topographique
Musical Plage	Plage ouverte de sable moyen altéritique et biodétritique. Exposition sud-est sur un lagon étroit et un récif barrière discontinu.	Plage très attractive et fréquentée par la population locale. Forte valeur patrimoniale.	Suivi topographique
Mzouazia	Mangrove et plage constituée d'un long cordon de sable d'origine biodétritique et altéritique. Présence de barres intertidales. Exposition sud-ouest sur un large lagon et un récif barrière discontinu.	Recul de la mangrove. Interaction morphodynamique entre la mangrove, le cordon sableux et les barres intertidales. Recul de la mangrove.	Suivi topographique, analyse diachronique de photographies aériennes.
Ngouja	Plage semi-ouverte composée de sable biodétritique grossier. Exposition sud-ouest sur un large lagon, la double barrière interne et un récif barrière continu.	Site majeur pour la ponte des tortues. Importantes structures touristiques en arrière de la plage. Site de développement majeur inscrit au PADD.	Suivi topographique et mesures hydrodynamiques
Pamandzi	Falaises de matériaux pyroclastiques ponçoux et plages de sable mixte d'origine biodétritique et pyroclastique.	Recul de la falaise. Importantes structures industrielles à proximité (aéroport et station de désalinisation)	Suivi topographique.
Passamaïnti	Mangrove littorale. Exposition sud-est sur un large lagon et un récif barrière continu. Présence de barres intertidales.	Recul de la mangrove. Dégradations importantes en arrière de la mangrove en lien avec le développement urbain. Conséquences halieutiques de l'érosion de la mangrove.	Suivi topographique, analyse diachronique de photographies aériennes.
Sada	Plage ouverte composée de sable volcanique et biodétritique. Exposition ouest sur un large lagon et un récif barrière discontinu.	Dégradation importante en liaison avec une importante urbanisation en arrière de la plage. Enrochement.	Suivi topographique
Soulou	Mangrove de fond de baie. Microfalaises d'environ 2 m de hauteur et composées de matériaux latéritiques. Exposition sud sur un large lagon et un récif barrière discontinu.	Mangrove partiellement défrichée au siècle dernier. Erosion très importante de la plaine littorale malgré une légère extension de la mangrove	Suivi topographique, analyse diachronique de photographies aériennes.
Tahiti Plage	Plage semi-ouverte composée de sable volcanique et biodétritique. Exposition ouest sur un large lagon et un récif barrière discontinu.	Plage très attractive et fréquentée par la population locale. Forte valeur patrimoniale. Dégradation ponctuelle et aménagement non planifié	Suivi topographique
Tsingoni	Mangrove de fond de baie. Présence de barres intertidales.	Recul de la mangrove en lien avec un défrichement récent. Interaction barres sableuses-mangrove. Conséquences halieutiques de l'érosion de la mangrove.	Suivi topographique, analyse diachronique de photographies aériennes.

Tableau 7.2b : Sites du réseau de surveillance et résumé des problématiques (2^{ème} partie).

2. Présentation de résultats

Les chapitres précédents (chapitres 4 et 6) nous ont permis de caractériser l'évolution à long terme et la morphodynamique à plus court terme des mangroves de Mayotte. Cette partie du chapitre 7 est consacrée à la présentation des observations morphodynamiques réalisées sur les plages du réseau de surveillance. Cependant, il ne s'agit pas de faire ici un catalogue de l'ensemble des données topographiques et hydrodynamiques obtenues au cours des campagnes de mesures sur le terrain mais de présenter une analyse morphodynamique de sites représentatifs du réseau de surveillance. Les variations temporelles des conditions météorologiques et de la hauteur des houles significatives dans la région de Mayotte sur la durée du suivi morphologique sont rappelées dans la [figure 7.2](#).

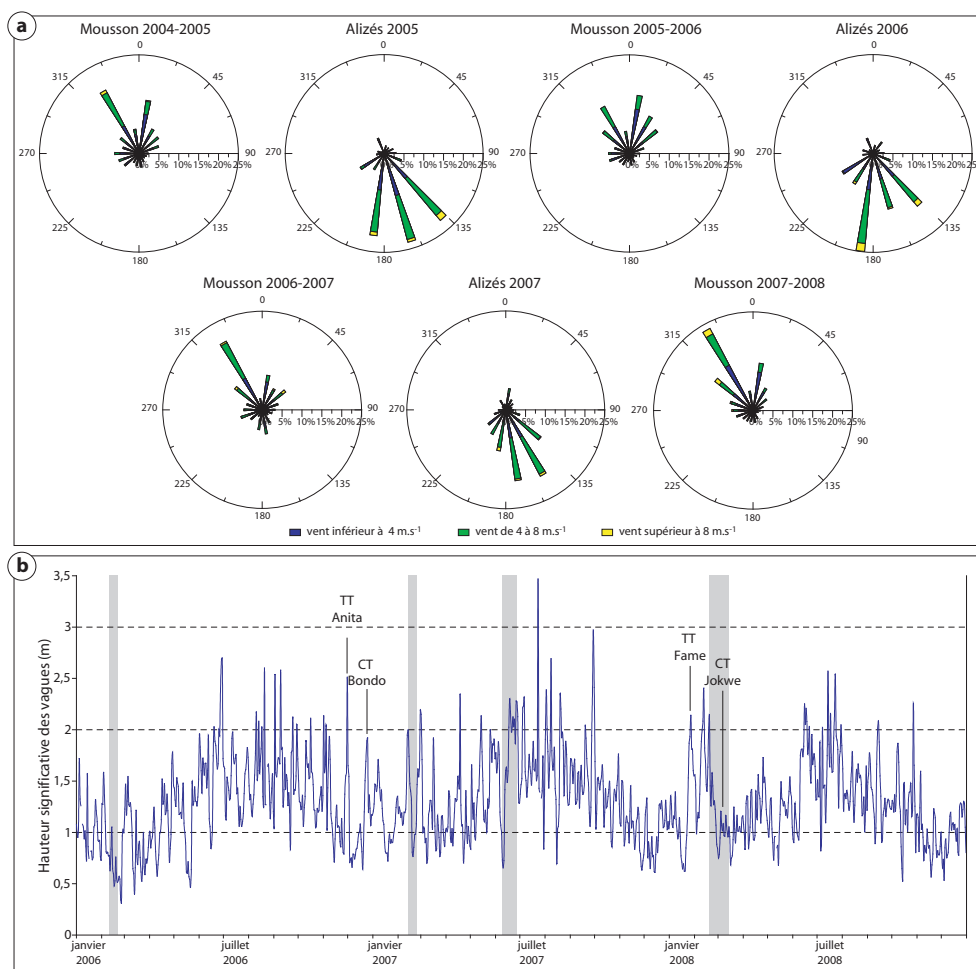


Figure 7.2 : Résumé des conditions de forçage hydrodynamique enregistrées pour la région de Mayotte. (a) roses des vents des différentes saisons météorologiques (mousson : du 01 octobre au 15 mars de l'année suivante ; alizés : du 16 mars au 31 septembre). (b) Hauteur significative de la houle océanique à proximité de Mayotte (13°S, 45°E ; période du 01/01/2006 au 31/12/2008). (Données Ssalto/Duacs distribuées par AVISO avec le soutien du CNES). Les barres verticales grises correspondent aux périodes de levés topographiques.

2.1. Analyse morphodynamique de plages du réseau de surveillance

Nous présentons ici les résultats obtenus sur trois plages réparties sur les différentes côtes de l'île. Pour chacune d'elles, l'analyse morphodynamique proposée est basée sur l'analyse des variations topographiques confrontée à l'évolution des conditions de forçage dynamique (vent et houles) dans la région de Mayotte et/ou aux enregistrements hydrodynamiques *in situ* et présentés en partie dans le chapitre 5.

2.1.1. Plage de Trévani

La plage de Trévani (Mtsanga Trévani ou Mtsanga Achimatso) est située sur la côte nord de Mayotte entre les villages de Trévani et de Kangani (Fig. 7.3). Longue de 300 m pour une largeur de moins de 100 m, elle est quasiment submergée lors de pleines mers de vives-eaux. Cette plage est constituée de sables moyens (0,30 à 0,35 mm) médiocrement classés d'origine volcanique et altéritique avec une faible proportion de sédiments bioclastiques. La partie supérieure de la plage montre une pente de l'ordre de 5 à 6° et le bas de plage se poursuit par un platier récifal qui présente une légère déclivité en direction du lagon (1°).

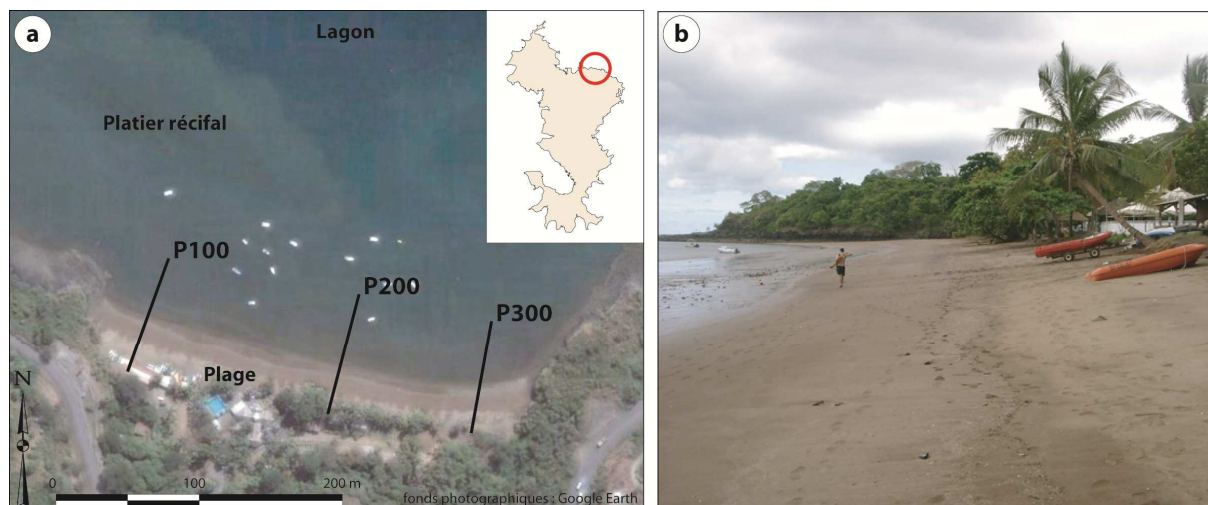


Figure 7.3 : Situation de la plage de Trévani. (a) Localisation des profils topographiques et des éléments structurant l'estran (image satellitale Google Earth®, 16/06/2006, 12°43'47''S – 45°11'43''E) et (b) photographie de la plage de Trévani (28/02/2008, cliché M. Jeanson).

L'évolution des profils topographiques et les variations volumétriques de ces profils sont présentés dans la figure 7.4. Globalement, les changements morphologiques observés semblent indiquer un balancement longitudinal du stock sédimentaire en fonction des saisons avec pour l'ouest de la plage (P100) une accrétion lors de l'hiver austral et une érosion lors de l'été austral. Le phénomène inverse se produit au niveau du profil P300 à l'est de la plage. Les

radiales étudiées montrent une succession de morphotypes qui varient d'un profil convexe à un profil plat, voire concave, selon les phases d'érosion ou d'engrèvement de la section de plage considérée. Le profil P100 à l'ouest de la plage (Fig. 7.3a) illustre très bien cette succession de phases avec un profil concave lors de l'hiver austral (septembre 2005 et juin 2007) et un profil convexe en fin de mousson (février 2007 et 2008). Les variations d'altitude peuvent atteindre 1,20 m entre 2 levés successifs (*i.e.* P100 entre juin 2007 et février 2008)

Les variations de volume survenues sur les trois profils permettent de quantifier les mouvements et les échanges sédimentaires. La marge d'erreur est estimée à 2,5 m³ par profil. Par exemple entre les mois de février 2007 et juin 2007, le profil P100 montre un gain sédimentaire de 16,69 m³ alors qu'entre juin 2007 et février 2008 ce profil affiche une perte volumétrique de près de 37,93 m³. Inversement pour le profil P300 on observe une perte de 7,91 m³ sur la période février-juin 2007 et un gain de 18,27 m³ entre juin 2007 et février 2008. Le profil P200 montre des variations morphologiques et des changements volumétriques nettement moins marqués que les autres radiales, respectivement de l'ordre d'une quarantaine de cm et de 5,61 m³ au maximum.

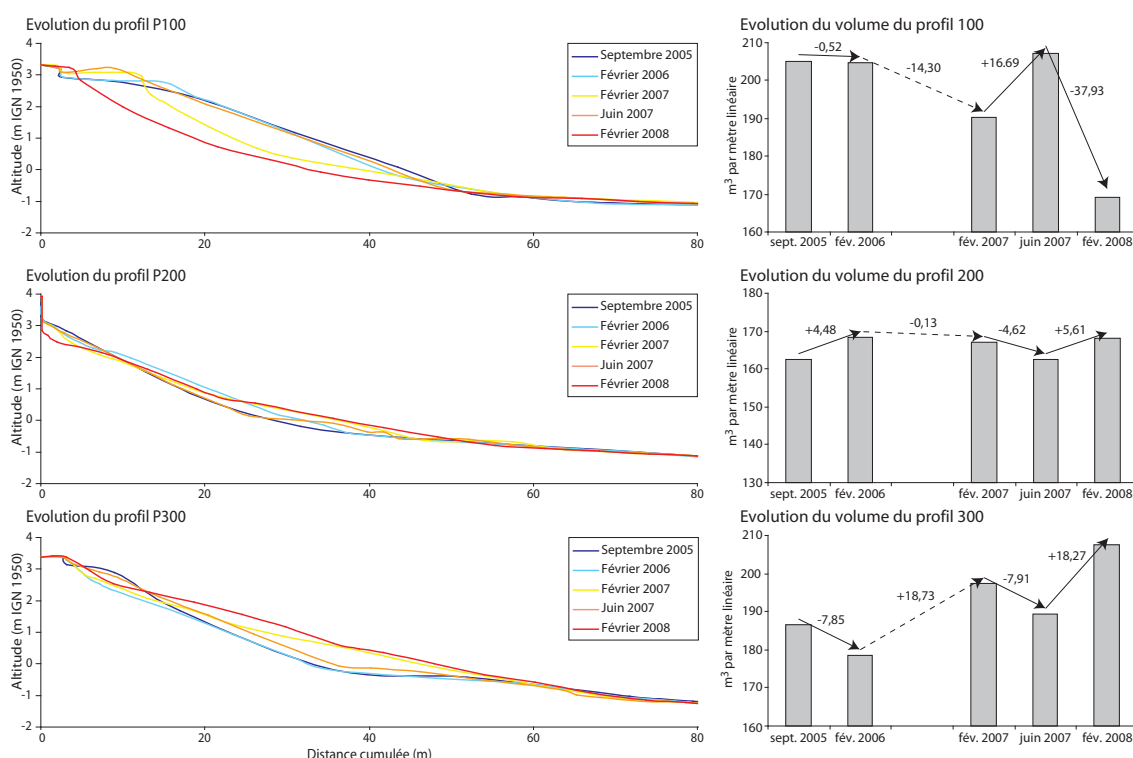


Figure 7.4. : Evolution morphologique et volumétrique des profils de la plage de Trévani entre septembre 2005 et février 2008.

Ce balancement longitudinal saisonnier est à corrélérer à l'évolution elle-même saisonnière des agents hydrodynamiques (Fig.7.2 et 7.5). Lors de l'été austral, les vents de moussons dominants génèrent une houle de provenance N à NNW impliquant au cours de cette période un transit sédimentaire modal de l'ouest vers l'est de la plage. Inversement lors de l'hiver austral, les alizés de S-SE engendrent sur le fetch lagonaire nord une houle de provenance SE. Cette houle est en partie réfractée par la morphologie des côtes et des récifs coralliens pour aboutir à une provenance NE sur la plage de Trévani (Fig. 7.5). Au cours de cette période, le transit sédimentaire s'opère de l'est vers l'ouest. Ce balancement sédimentaire se traduit morphologiquement par les variations topographiques précédemment mentionnées. Il correspond à la notion classique dite de « rotation » des plages (ex. Anthony et Dolique, 2004).

Cependant, cette cyclicité saisonnière n'est pas exempte de variabilités interannuelles. En effet, on peut remarquer que les relevés topographiques du mois de février 2006 ne montrent pas de grandes variations par rapport aux relevés du mois de septembre 2005 (variations en dessous de la marge d'erreur pour P100). Il est probable que ces faibles changements morphologiques de la plage entre ces deux levés soient à mettre en rapport avec les conditions hydrodynamiques de la mousson 2005-2006 marquée par des vents de NNW plus faibles et nettement moins fréquents que les autres saisons de mousson (Fig. 7.2a). L'été austral 2005-2006 est aussi caractérisé par une très faible activité cyclonique dans le sud-ouest de l'océan Indien et particulièrement dans le nord du canal du Mozambique où aucun météore ne s'est produit contrairement aux saisons chaudes suivantes. Cette situation météorologique calme se remarque également par des conditions hydrodynamiques moins agitées que celles constatées lors des moussons suivantes (Fig. 7.2b).

En réaction à ces faibles conditions de forçage de NNW, le transit sédimentaire entre l'ouest et l'est de la baie a été peu marqué, ce qui a conduit aux faibles variations morphologiques et volumétriques mesurées entre février 2006 à septembre 2005. A l'inverse, la mousson 2007-2008 a été caractérisée par de fortes conditions de forçage, sous l'influence de forts vents de NNW et du passage de plusieurs tempêtes tropicales à proximité de Mayotte. La réponse morphologique de la plage à ces conditions énergétiques est un transfert sédimentaire longitudinal massif entre l'ouest et l'est et des variations topographiques et volumétriques associées importantes (Fig. 7.4). Ces variations interannuelles semblent indiquer une corrélation entre les conditions d'agitation enregistrées et la morphologie mesurée de la plage de Trévani.

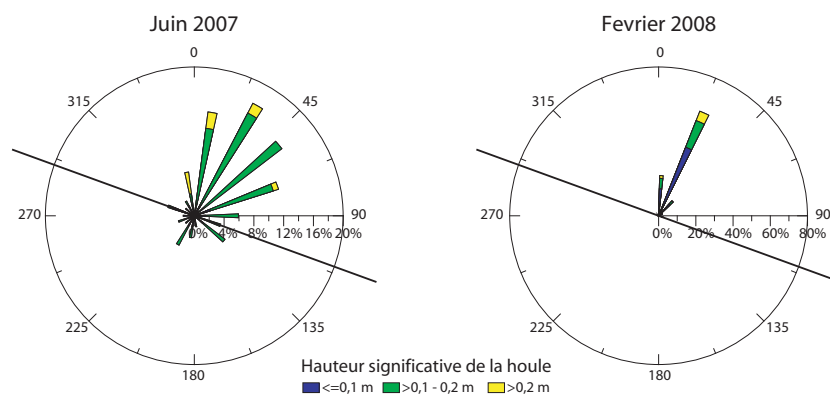


Figure 7.5 : Roses des houles enregistrées sur la plage de Trévani en juin 2007 et février 2008. Les traits obliques noirs représentent l'orientation de la plage. Les roses montrent un changement saisonnier de la provenance des houles entre l'été austral (houles de provenance NNW) et l'hiver austral (houles en provenance du NE) impliquant un basculement saisonnier du transport sédimentaire.

2.1.2. Plage de la Baie d'Acoua

La plage d'Acoua se situe au nord-ouest de Grande-Terre, à proximité du village d'Acoua. La plage d'Acoua est une plage de fond de baie (Fig. 7.6a). Longue d'environ 600 m, elle est relativement large pour Mayotte (jusqu'à une centaine de mètres) avec une berme de haut de plage bien formée et localement végétalisée (Fig. 7.6b). Elle est constituée majoritairement de sédiments terrigènes sablo-vaseux apportés par la rivière Mroni Kavani dont l'embouchure, aujourd'hui canalisée, coupe la plage en son milieu. L'arrière-plage est occupée par les infrastructures du village (murets, habitations et stade de football) qui ne semblent pas déstabiliser l'équilibre naturel de la plage.

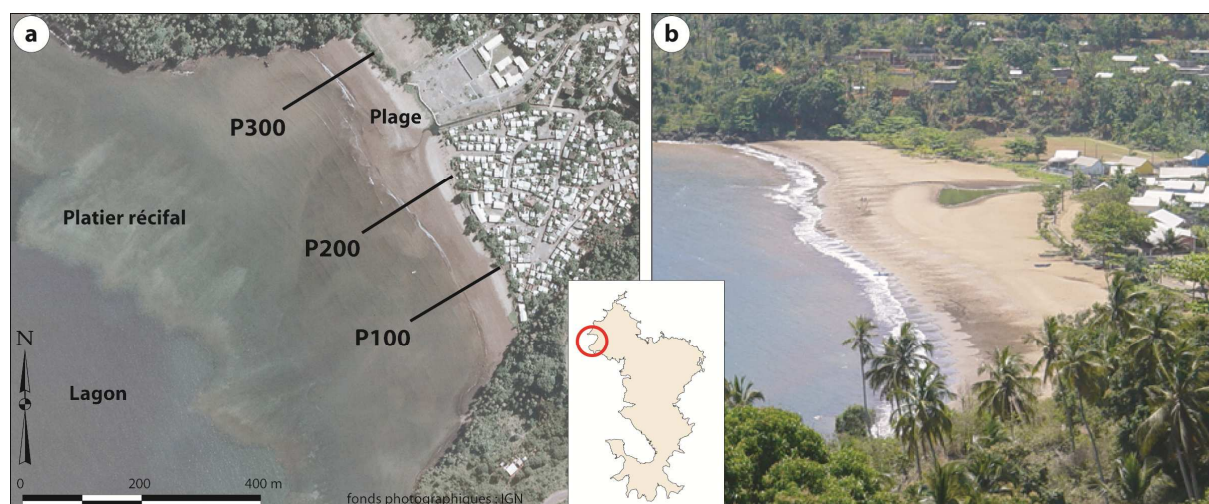


Figure 7.6 : Situation de la plage d'Acoua. (a) Localisation des profils topographiques et des éléments structurant l'estran (photographie aérienne verticale de l'IGN, 2003) et (b) photographie de la plage d'Acoua (13/09/2005, cliché M. Jeanson).

La situation géographique et l'exposition de la baie en direction de l'WSW expose la plage à la double influence des vents de moussons et des alizés. Le profil moyen transversal est régulier sur l'ensemble de la longueur de la plage (pente d'environ 3 à 3,5°). Cette homogénéité spatiale des profils est probablement une conséquence de la réfraction et de la divergence des vagues dans la baie qui impliquent une distribution assez régulière de l'énergie incidente tout au long de la plage. Le bas de la plage se prolonge par un large platier récifal horizontal sur 400 à 500 m.

Seuls trois levés topographiques (Fig. 7.7) ont été opérés sur cette plage, principalement en raison de l'éloignement de ce site. Entre septembre 2005 et février 2006, les changements morphologiques sont peu marqués. Les variations volumétriques sont faibles avec une perte de 4,89 m³, 4,86 m³ et 2,19 m³ respectivement des profils P100 à P300. Ces valeurs sont légèrement supérieures ou incluses dans la marge d'erreur estimée à 2,5 m³. Plus que les variations volumétriques, on peut constater une légère accentuation de la pente de la plage pour l'ensemble des profils (augmentation de la pente à 4,5 – 5°). Le dernier levé, effectué début mars 2008, montre, en revanche, une variation morphologique conséquente de l'ensemble des radiales mesurées. Pour les profils P100 et P200, la berme de haut de plage est attaquée, recule d'environ une vingtaine de mètres et prend une allure de gradin de haut de plage en même temps que les profils s'aplanissent, aboutissant à des pentes de 2 à 2,5°.

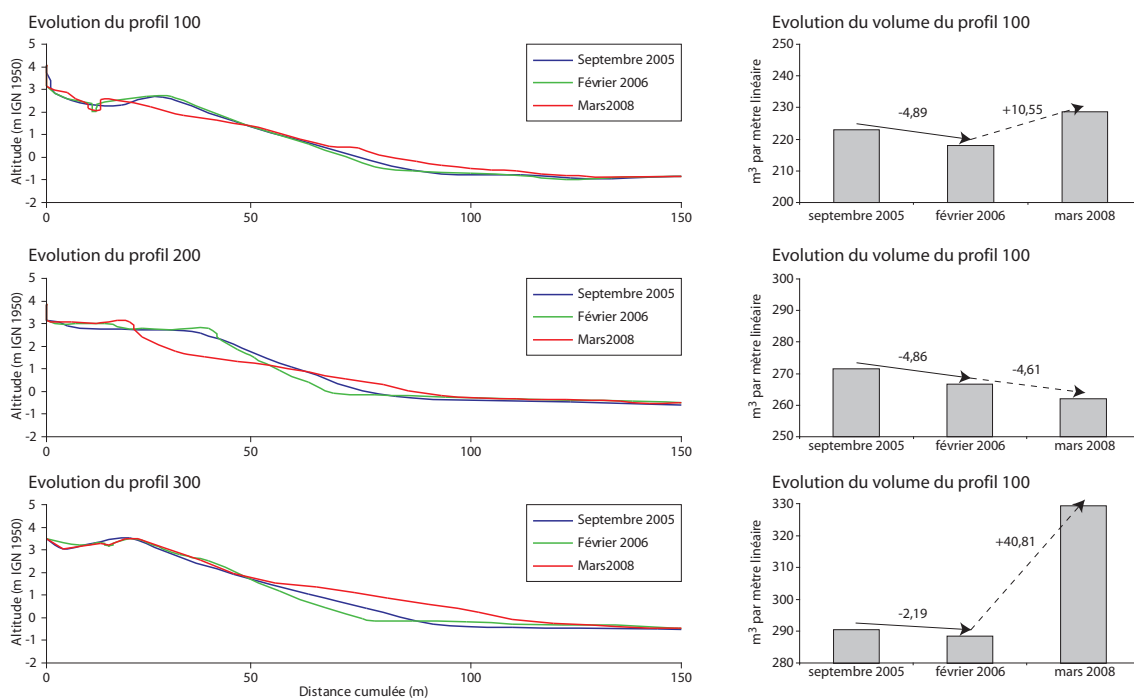


Figure 7.7 : Evolution morphologique et volumétrique des profils de la plage d'Acoua entre septembre 2005 et février 2008.

Malgré cette évolution morphologique marquée, ces deux profils topographiques ne montrent pas de variations volumétriques considérables. Le profil P100 affiche un gain de $10,54 \text{ m}^3$ et le profil P200 une perte de $4,61 \text{ m}^3$. A l'extrémité nord de la plage, le profil 300 ne présente pas un recul de la berme comme les autres radiales mais un important engraissement du bas de plage correspondant à un gain sédimentaire de $40,80 \text{ m}^3$.

Les évolutions morphologiques constatées, malgré une série de levés limitée, semblent être directement corrélées aux conditions dynamiques enregistrées dans la région de Mayotte (Fig. 7.2). Comme nous l'avons précédemment mentionné, l'été austral 2005-2006 est marqué par de très faibles forçages hydrodynamiques. La traduction morphologique de cette agitation réduite semble être le léger redressement de l'ensemble des profils de plage entre septembre 2005 et février 2006 engendrés par des houles de beau temps constructives. A l'opposé, les fortes conditions d'agitation de la mousson 2007-2008, liées en partie à la présence de tempêtes tropicales dans la région de Mayotte ont provoqué une réponse morphologique univoque d'aplanissement des profils. Cet aplanissement est lié à un transfert sédimentaire du haut de plage vers le bas de plage, situation typique des conditions de fortes agitations. Le transfert sédimentaire *cross-shore* est probablement généré par les courants de retour transversaux (*undertow*) induits par le déferlement des vagues et dirigés vers le large (ex. Masselink et Hughes, 2003). Cependant, sans enregistrements hydrodynamiques *in situ* permettant de caractériser précisément les processus responsables du transfert *cross-shore* des sédiments, cette conclusion reste au stade de supposition.

Le suivi morphologique de ce site permet donc, comme pour la plage de Trévani, de montrer le rôle des conditions hydrodynamiques et de leur variabilité dans l'évolution morphologique de la plage d'Acoua. Cependant ici, la dynamique de transport sédimentaire transversal semble dominante par rapport au transit longitudinal.

2.1.3. Plage de Ngouja

La plage de Ngouja (Fig. 7.8) se situe au sud-ouest de l'île, entre la baie de Mzouazia et celle de Kani, à l'extrémité de la pointe *Mlima Kani Kéli* qui sépare ces deux baies. Il s'agit d'une plage relativement longue pour Mayotte avec environ 650 m. De 60 à 80 mètres de largeur à marée basse, elle est quasiment submergée lors de pleines mers de vives-eaux. Le substrat sédimentaire est constitué de sables moyens à grossiers (0,3 à 0,6 mm) médiocrement classés. Ce matériel sédimentaire est composé essentiellement de sédiments bioclastiques dont l'origine carbonatée est étroitement liée à la présence du récif frangeant associé à la plage.

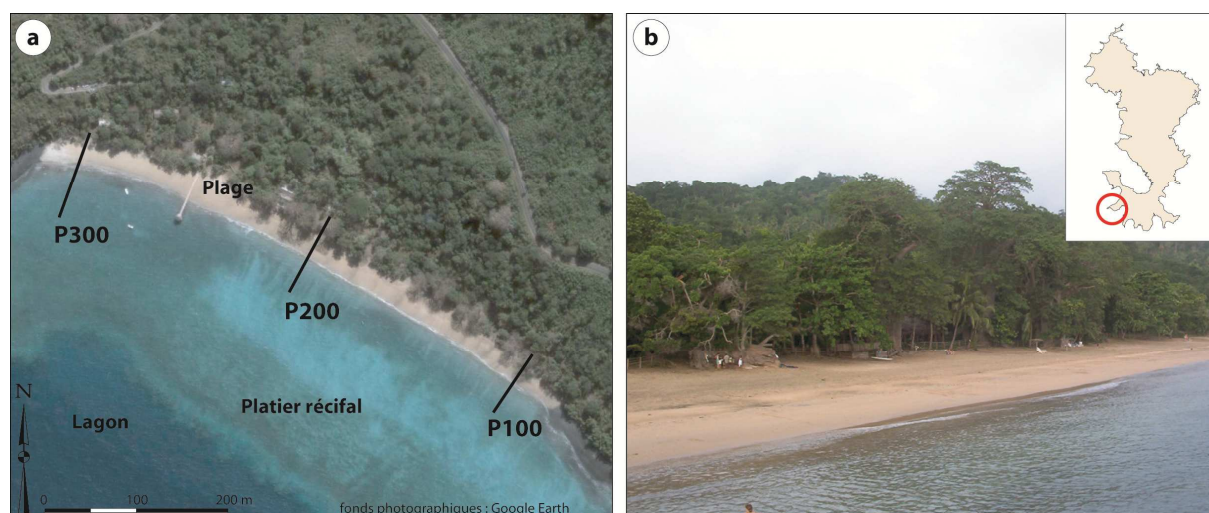


Figure 7.8 : Situation de la plage de Ngouja. (a) Localisation des profils topographiques et des éléments structurant l'estran (image satellitale Google Earth®, 26/06/2005, 12°43'47''S – 45°05'07''E) et (b) photographie de la plage de Ngouja (08/02/2005, cliché M. Jeanson).

L'analyse de l'évolution des profils topographiques et des variations volumétriques (Fig. 7.9) montre l'existence d'une variation saisonnière avec une alternance spatiale de situations d'engraissement et de démaigrissement entre les extrémités de la plage. Le profil P100 (à l'est) affiche une accrétion lors de l'été austral et une érosion lors de l'hiver austral. Le phénomène inverse se produit au niveau du profil P300 à l'ouest de la plage. L'élévation du substrat sableux peut ainsi varier de plus de 1 m. Conséquence de ces phases d'engraissement et d'érosion, les transects montrent une alternance de morphotypes qui varient d'un profil convexe (phase d'accrétion) à un profil concave (phase de démaigrissement).

Les plus importants changements volumétriques sont observés au niveau des profils P100 et P300. Par exemple à l'extrémité ouest de la plage, entre les mois de février 2007 et juin 2007, le profil P300 montre un gain sédimentaire de $6,18 \text{ m}^3$ alors qu'entre juin 2007 et février 2008 ce profil affiche une perte volumétrique de $16,97 \text{ m}^3$. La perte est même plus importante entre septembre 2005 et février 2006 avec une diminution du volume de $19,53 \text{ m}^3$. Ces variations reflètent bien l'alternance entre des phases d'amaigrissement et d'engraissement de cette section de plage respectivement lors de l'été et de l'hiver austral. Le profil P200 montre des variations morphologiques et des changements volumétriques nettement moins marqués que les autres radiales, respectivement de l'ordre d'une vingtaine de centimètres et de $4,37 \text{ m}^3$ au maximum.

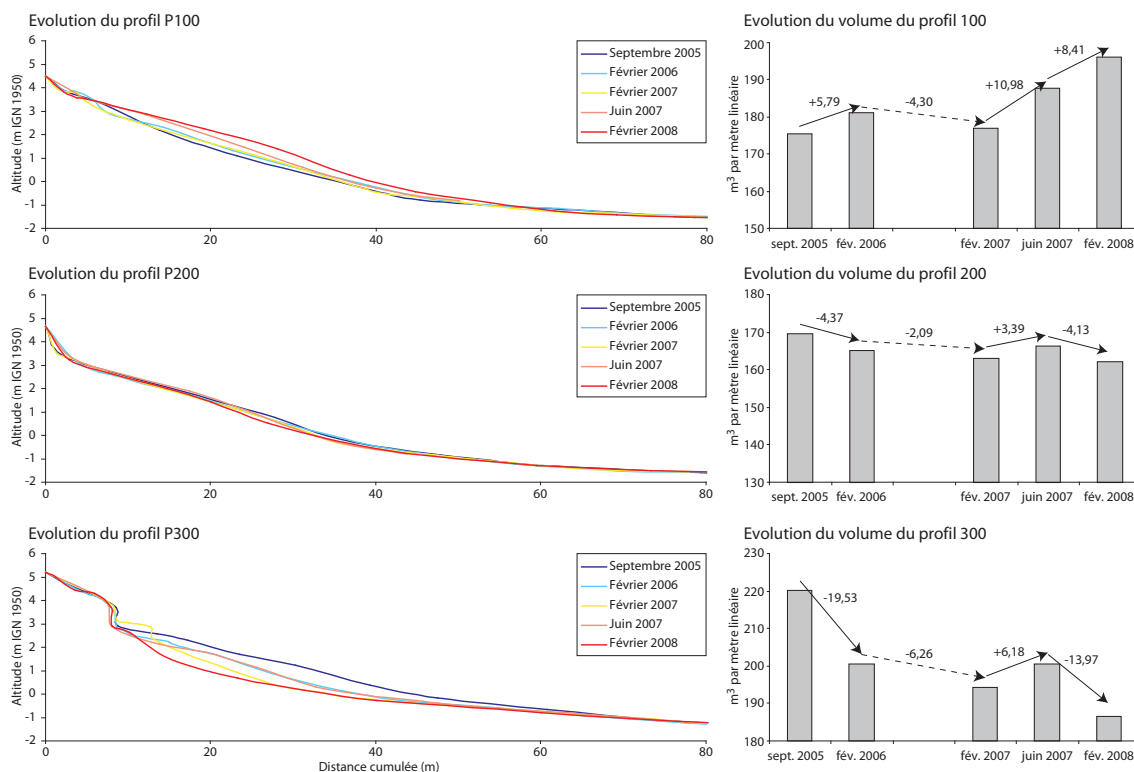


Figure 7.9 : Evolution morphologique et volumétrique des profils de la plage de Ngouja entre septembre 2005 et février 2008.

A l'autre extrémité de la plage, au niveau du profil P100 à l'est, l'alternance saisonnière érosion/accrétion est moins évidente au premier regard. Si l'on constate bien une accrétion et un gain sédimentaire de $5,79 \text{ m}^3$ entre septembre 2005 et février 2006 et de $8,41 \text{ m}^3$ sur la période juin 2007/février 2008 (l'inverse de ce qui est observé à l'ouest de la plage au niveau du profil P300), l'évolution morphologique et volumétrique de cette section de plage entre février 2007 et juin 2007 ne semble pas correspondre à celle observée les autres années. En effet, les mesures réalisées montrent un gain sédimentaire de $10,98 \text{ m}^3$ sur la période alors qu'une perte sédimentaire était prévisible avec l'alternance accrétion/érosion.

En comparant les changements morphologiques mesurés aux conditions de forçage météo-marin, le balancement longitudinal saisonnier paraît être lié à l'évolution elle-même saisonnière des agents hydrodynamiques (Fig. 7.2). Lors de l'été austral, les vents de mousson dominants génèrent une houle de provenance N à NNW dans le lagon. Cette houle est probablement en partie réfractée par la morphologie des côtes (notamment le cap Rassi Ngouja à l'ouest de la plage, Fig. 1.10) et par les récifs coralliens pour aboutir à une provenance SW sur la plage de Ngouja impliquant au cours de cette période une dérive littorale et un transit sédimentaire modal de l'ouest vers l'est de la plage. Inversement lors de

l'hiver austral, les alizés de S-SE engendrent une houle de provenance S à SE (Fig. 7.10). Au cours de cette période, le transit sédimentaire s'opère de l'est vers l'ouest. Ce balancement sédimentaire se traduit morphologiquement par les variations topographiques précédemment mentionnées.

De même, il semble que l'évolution morphologique « originale », comparée aux autres années, du profil P100 entre février 2007 et juin 2007 soit une conséquence des conditions d'agitation de cette période. En effet, le levé topographique s'est déroulé le 16 février 2007, or la fin de l'été austral 2006-2007 a été marqué par un flux de mousson et des conditions d'agitation relativement forte jusqu'au mois d'avril (Fig.7.2b) dans le nord du canal du Mozambique en lien avec une activité cyclonique assez marquée dans l'ouest de l'océan Indien (notamment le cyclone tropical intense Gamède fin février – début mars et dans une moindre mesure le cyclone Jaya). Le transit sédimentaire ouest-est de la période de mousson s'est vraisemblablement poursuivi sous l'influence des houles de mousson. Ainsi, la phase d'engraissement du profil P100 n'était certainement pas terminée à la date du levé topographique de février 2007. L'élévation du profil P100 mesurée en février 2007 étant donc probablement inférieure à la valeur maximale observable en mars ou avril 2007.

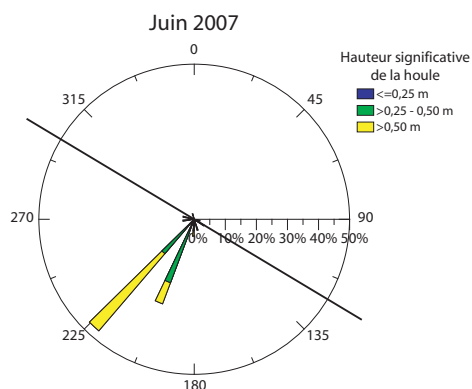


Figure 7.10 : Rose des houles enregistrées sur la plage de Ngouja en juin 2007. Le trait oblique noir représente l'orientation longitudinale de la plage.

2.2. Observation fine d'une plage : Mtsanga Gouéla

La plage de Mtsanga Gouéla a été choisie pour faire l'objet d'un suivi instrumental plus approfondi que les autres sites du réseau de surveillance, principalement pour ses caractéristiques physiques intrinsèques mais également pour des raisons d'accessibilité et de logistique. Des mesures topographiques et hydrodynamiques ont été conduites à diverses échelles spatiales et temporelles afin de tenter de caractériser les processus morphodynamiques influençant son évolution. Les principaux résultats sont présentés ici.

La plage de Mtsanga Gouéla se situe au sud-ouest de Mayotte sur la commune de Bouéni. Longue de 350 m et large de 60 à 80 m, elle est presque entièrement submergée lors des pleines mers de vives-eaux. Deux petits caps de roches volcaniques marquent les extrémités de la plage. Cette dernière est précédée, côté lagon, par un platier de récif frangeant de 300 m de large subhorizontal (Fig. 7.11a). La partie centrale de la plage est caractérisée par la présence d'une embouchure partiellement ou totalement obstruée par les sédiments au gré des précipitations et des mouvements de sable. La section transversale de la plage (Fig. 7.11c) montre un haut de plage de type réfléchissant au profil raide ($\tan\beta = 0,11$ soit $6,3^\circ$) et un bas de plage au profil plus doux ($\tan\beta = 0,02$ soit $1,1^\circ$) séparé par une rupture de pente nette sous le niveau marin moyen (NM). Cette rupture de pente correspond également à la localisation de chenaux d'exfiltration de la nappe phréatique. Du beachrock affleure parfois de quelques centimètres au centre de la plage au niveau du profil P200.

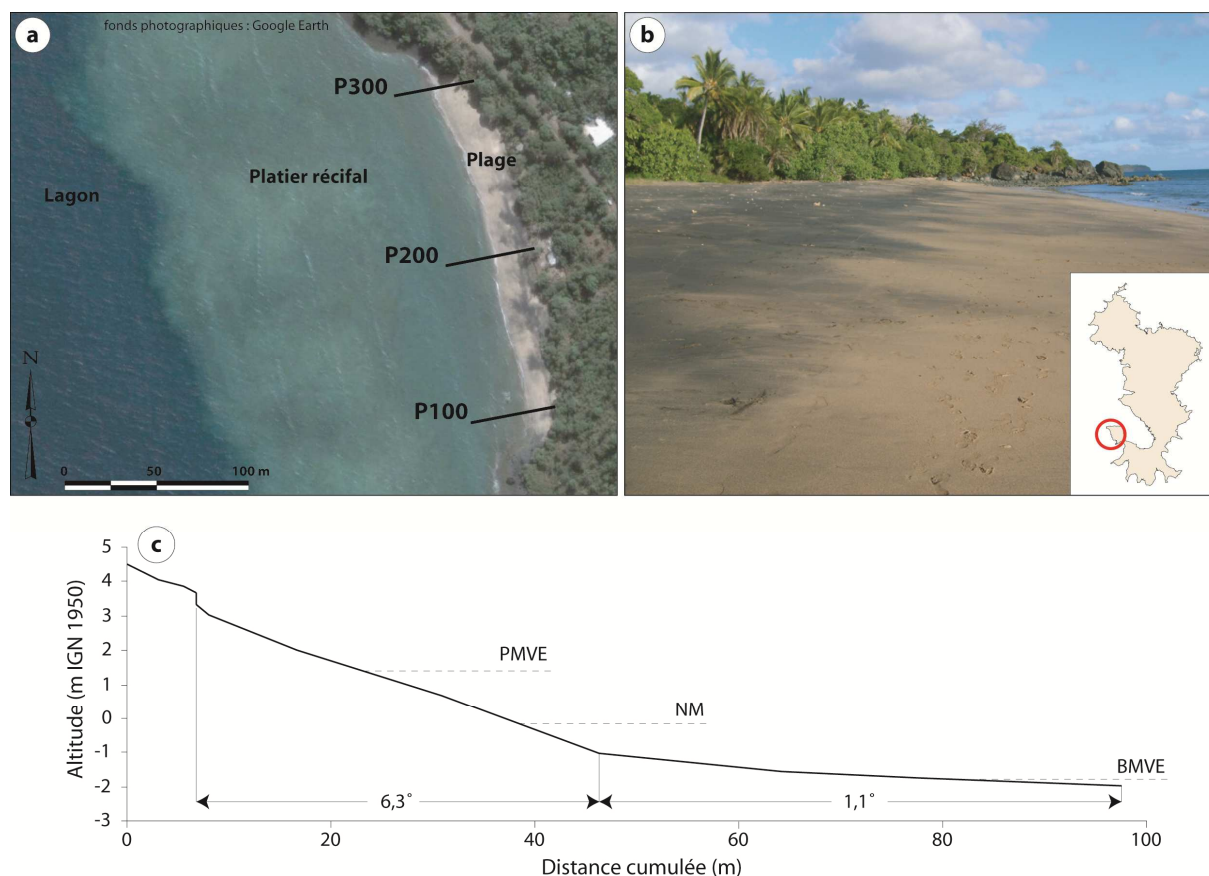


Figure 7.11 : Situation de la plage de Mtsanga Gouéla. (a) Localisation des profils topographiques et des éléments structurant l'estran (image satellitale Google Earth®, 26/06/2005, $12^\circ54'54''S$ – $45^\circ04'45''E$) ; (b) photographie de la plage de Mtsanga Gouéla (23/06/2007, cliché M. Jeanson) et (c) caractéristiques morphologiques générales du profil de plage.

Le matériel sédimentaire est constitué de sables moyens à grossiers (0,3 à 0,6 mm) moyennement à médiocrement classé. La répartition granulométrique des sédiments est globalement homogène, avec cependant une tendance assez nette à l'asymétrie vers les petites tailles en bas de plage. Sur l'ensemble de la plage, les chenaux d'exfiltration de la nappe phréatique découvrent des fractions de sédiments graveleux à marée basse. Le matériel sédimentaire est composé d'un mélange de sédiments bioclastiques, dont l'origine carbonatée est étroitement liée à la présence du récif associé à la plage et de sables noirs d'origine volcanique. Une analyse par microscope électronique à balayage (MEB) a permis de déterminer que ces sables volcaniques sont principalement composés de minéraux lourds : ilménite, titanomagnétite, amphibole, feldspath et pyroxène. Ces sables volcaniques forment assez souvent des plaquages sur le haut de plage (Fig. 7.11a et b) particulièrement visibles lors de périodes de forte agitation où leur densité élevée permet leur concentration par ségrégation différentielle et par inertie. L'analyse stratigraphique de coupes de plage révèle une succession de lits sableux bioclastiques avec des lits de sables volcaniques.

2.2.1. Etude à court terme : évolutions saisonnières et interannuelles

Les profils topographiques réalisés sur la plage de Mtsanga Gouéla entre février 2005 et février 2008 ont montré des tendances dynamiques très significatives avec des phases de démaigrissement et d'accrétion (le premier levé de février 2005 a été effectué au cours d'une étude de DEA précédant cette thèse, Jeanson, 2005). L'évolution des profils topographiques et leurs variations volumétriques sont présentées dans la figure 7.12. Les changements morphologiques observés montrent un balancement longitudinal du stock sédimentaire avec une accrétion du profil P100 et une érosion de P300 lors de l'été austral. Le phénomène inverse est observé lors de l'hiver austral. En conséquence, les radiales étudiées montrent une succession de morphotypes bien marqués qui varient d'un profil convexe à un profil concave selon des phases d'accrétion ou d'érosion. Les variations d'élévation entre 2 levés successifs atteignent 1,5 m pour le profil P100 et plus de 1,6 m pour le profil P300 et peuvent conduire à la disparition totale des sédiments sableux le long du profil (Fig. 7.13). Les changements volumétriques calculés sont en conséquence assez importants. Par exemple, entre les mois de février 2007 et juin 2007, le profil P100 montre une perte sédimentaire de $51,72 \text{ m}^3$, alors qu'entre juin 2007 et février 2008 ce profil affiche un engraissement de $54,41 \text{ m}^3$ de sable. Inversement pour le profil P300 on observe un gain de $40,73 \text{ m}^3$ sur la période février-juin 2007 et une perte de $57,46 \text{ m}^3$ entre juin 2007 et février 2008. Le profil P200 montre des

variations morphologiques et volumétriques moins marquées, de l'ordre de 0,7 m et de 15,02 m³ au maximum.

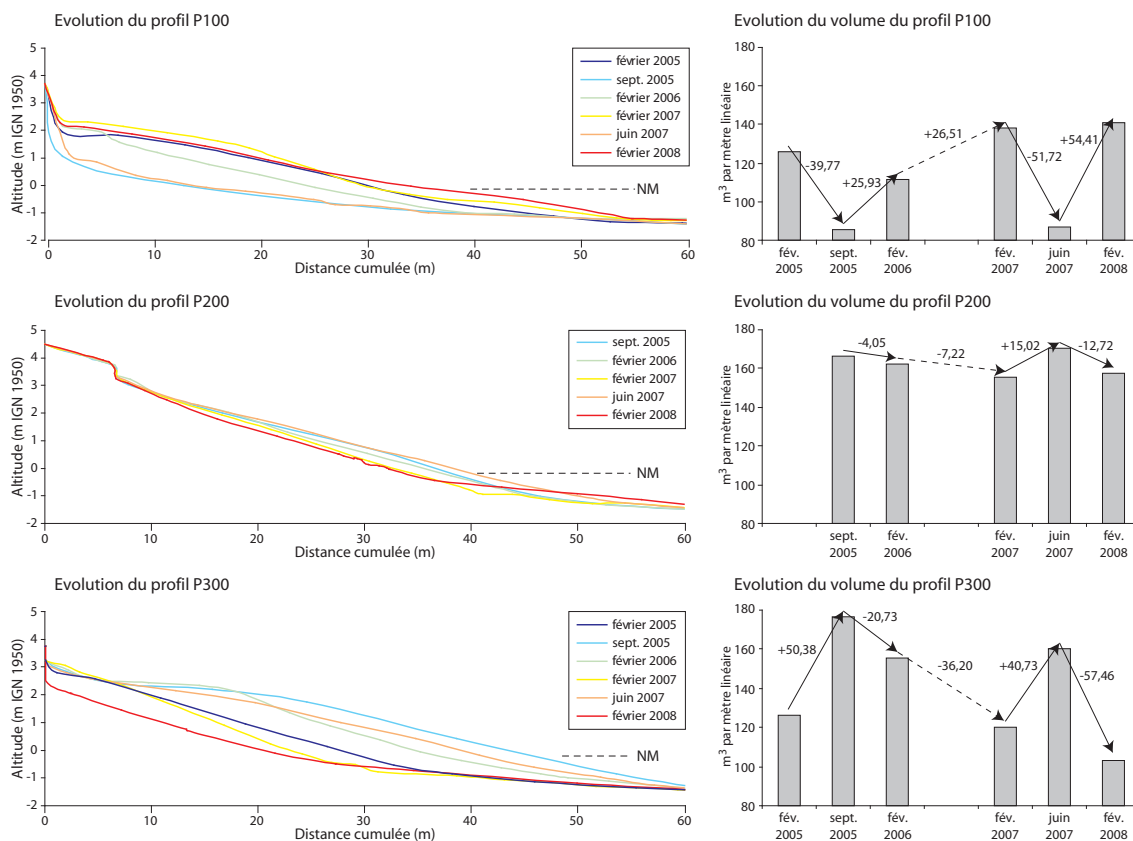


Figure 7.12 : Evolution morphologique et volumétrique des profils de la plage de Mtsanga Gouéla entre février 2005 et février 2008. Pour l'évolution volumétrique la marge d'erreur est estimée à 2 m³ par profil et le plancher de référence pour le calcul des volumes a été arbitrairement choisi à -2 m.



Figure 7.13 : Photographies de la plage de Mtsanga Gouéla prises au niveau du profil P100, respectivement (a) en février 2006 (phase d'accrétion) et (b) en juin 2007 (phase d'érosion).

Les résultats des campagnes de mesures hydrodynamiques sur ce site (cf. paragraphe 2.2.1 du chapitre 5) permettent de corréler ce balancement longitudinal à l'évolution saisonnière des agents hydrodynamiques. Au cours de l'hiver austral, les vents de secteur sud engendrent une houle de provenance WSW sur la plage de Mtsanga Gouéla après réfraction sur le récif frangeant adjacent (Fig. 7.14). L'obliquité des houles par rapport à la plage entraîne une dérive littorale et un transit sédimentaire du sud vers le nord. Ainsi, au cours de cette période, le profil P100 est en érosion alors qu'à l'autre extrémité de la plage le profil P300 est en accrétion. Inversement, lors de l'été austral, les vents de mousson de secteur nord génèrent une houle de provenance WNW sur la plage. Ces houles produisent au cours de cette période un transport sédimentaire du nord (P300 en érosion) vers le sud de la plage (P100 en accrétion).

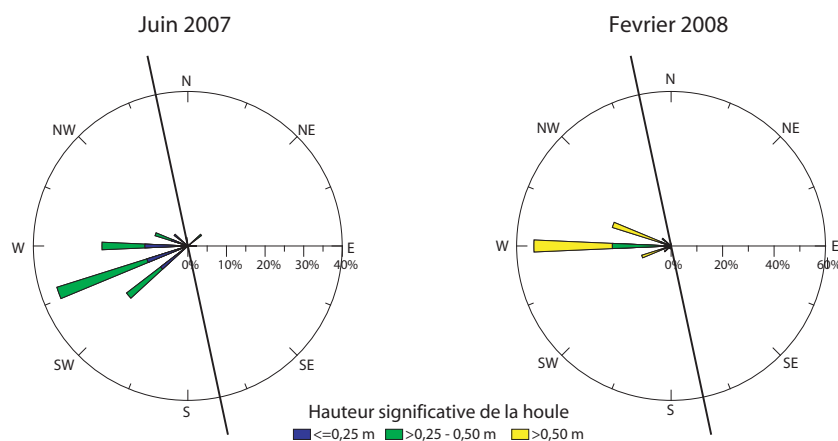


Figure 7.14 : Roses des houles enregistrées sur la plage de Mtsanga Gouéla en juin 2007 et février 2008 (instruments de mesures J3 et F3, cf. Tab. 5.7 et Fig. 5.21 du chapitre 5 pour l'implantation). Les traits obliques noirs représentent l'orientation longitudinale de la plage. Les roses montrent un changement saisonnier de la provenance des houles entre l'été austral (houles de provenance WNW) et l'hiver austral (houles en provenance du WSW) impliquant un basculement saisonnier du transport sédimentaire.

Outre la cyclicité saisonnière du transit sédimentaire longitudinal, les résultats des mesures topographiques permettent de constater une certaine variabilité interannuelle de la morphologie de la plage en comparant l'élévation et les volumes des profils topographiques réalisés chaque année à la fin de l'été austral depuis 2005 (Fig. 7.13 et Tab. 7.3). Par exemple, on peut remarquer que l'altitude atteinte en février 2006 par le substrat sableux dans la partie sud de la plage (P100), zone d'accumulation sédimentaire en cette période de l'année, est

nettement moins élevée que les autres années (entre 0,5 et 1 m de moins). Il en est de même pour le volume de ce profil qui est minimal en février 2006 (111,72 m³). A l'autre extrémité de la plage (nord), section de la plage en érosion, le profil P300 en février 2006 montre, comparativement aux autres années, une élévation plus importante (+0,5 à +1,5 m) et un plus grand volume (+29,65 à +52,84 m³). A l'inverse du mois de février 2006, c'est au cours du mois de février 2008 que l'on observe pour le profil P100 le volume le plus important (140,93 m³) et pour le profil P300 le volume le plus faible (103,08 m³)

	Février 2005	Février 2006	Février 2007	Février 2008
P100	125,56	111,72	138,23	140,93
P200	-	162,55	155,34	157,64
P300	126,27	155,92	119,80	103,08

Tableau 7.3 : Volume des profils topographiques de février de la plage de Mtsanga Gouéla. Depuis 2005 les profils de cette plage ont été levés chaque année à la fin du mois de février.

Ces différences morphologiques interannuelles sont directement comparables aux variations des conditions météorologiques et hydrodynamiques constatées dans la région de Mayotte au cours de ces quatre années (Fig. 7.2a.). L'été austral 2005-2006 a été marqué par une activité cyclonique réduite et par des vents de NNW faibles. Cette situation météorologique calme se traduit par des conditions hydrodynamiques moins agitées que celles constatées lors des moussons suivantes (Fig. 7.2b). En réaction à ces faibles conditions de forçage au cours de l'été austral, le transit sédimentaire nord/sud a été moins marqué par rapport aux autres années, ce qui a conduit à de plus faibles variations morphologiques et volumétriques. A l'inverse, la mousson 2007-2008 a été caractérisée par de fortes conditions de forçage, marquées par de forts vents de NNW et par le passage de plusieurs tempêtes tropicales à proximité immédiate de Mayotte. La réponse morphologique de la plage à ces conditions énergétiques a été un transfert sédimentaire longitudinal massif ainsi que des morphologies d'érosion au nord et d'accrétion au sud particulièrement bien prononcées.

2.2.2. Evolution à très court terme

Une courte campagne de mesures topographiques a été conduite sur la plage de Mtsanga Gouéla au mois de juin 2007 pour tenter de caractériser les réponses morphologiques à très court terme du substrat sableux face aux forçages hydrodynamiques. Cette approche morphodynamique de très court terme repose des mesures topographiques haute fréquence du

haute de plage sous l'action des phénomènes de *swash* et de *surf* durant un cycle de marée, chacun de ses processus se déplaçant sur l'estran en suivant les fluctuations du cycle tidal. Afin de suivre l'évolution morphologique à court très terme du fond sédimentaire de la plage en liaison avec ces processus hydrodynamiques, une série de mesures topographiques haute fréquence a été entreprise sur le haut de plage durant un cycle de marée le 14 juin 2007. Les données hydrodynamiques enregistrées en amont du profil topographiques sont reportées sur la [figure 5.22](#). En résumé, les hauteurs significatives de la houle et les périodes pics sont respectivement de 0,30 m et 6 s. La direction moyenne de la houle est de 260° (WSW). La première méthode expérimentale ([Fig. 7.15](#)) adoptée est celle dite des piquets de *swash* (cf. paragraphe 2.2 du chapitre 3). Les données topographiques recueillies avec cette technique au cours de la période de marée haute, de 11h à 18h30, sont présentées dans la [figure 7.16](#).

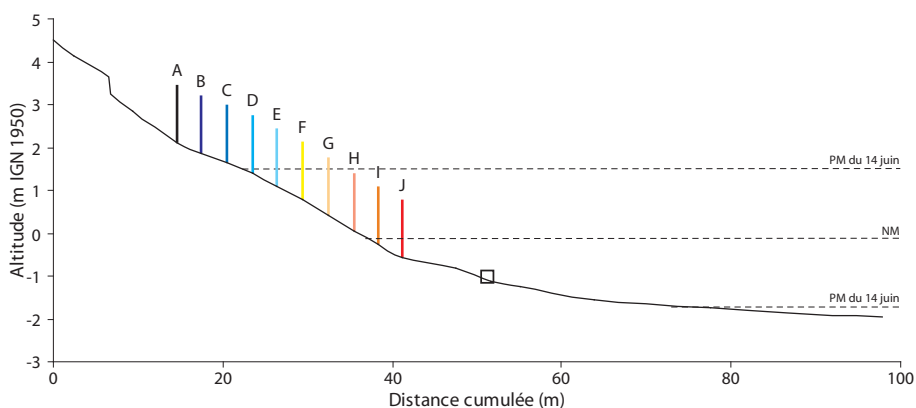


Figure 7.15 : Profil topographique de la plage le 14 juin 2007 et localisation des repères de mesures (A à J). Le carré représente l'appareil de mesures J3 précédemment localisé dans la [figure 5.21](#).

Sur l'ensemble de la durée de l'expérimentation, les résultats des mesures montrent une accrétion de la partie supérieure du profil étudié entre les repères E à A (maximale au point de mesures B et C avec 5 cm). En dessous, à partir du repère F, l'élévation montre toujours une évolution négative. Les variations maximales de l'élévation ont d'ailleurs été localisées sur cette partie de la plage et elles ont atteint 21 cm au niveau du repère F. Autre phénomène remarquable, une oscillation de l'élévation est bien visible au niveau des piquets F, H et I dans la dernière partie du cycle tidal. Cette oscillation, d'une amplitude altimétrique d'une quinzaine de centimètre, se décale dans le temps et dans l'espace. Elle se situe au niveau du repère F entre 16 et 17h, au repère G entre 16h45 à 17h30 et au niveau du piquet I entre 17h30 et 18h15.

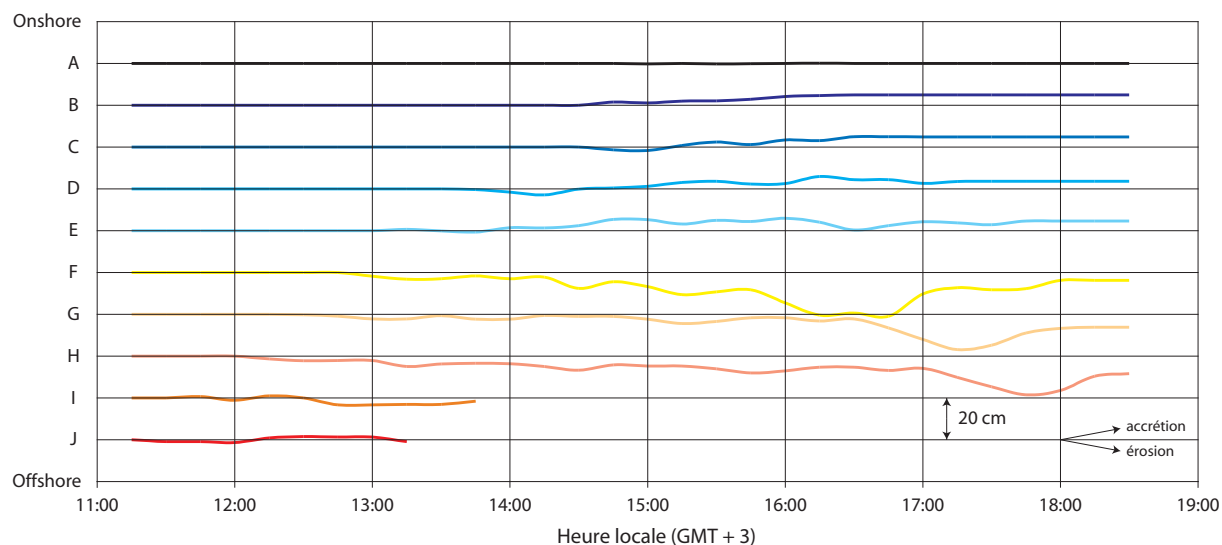


Figure 7.16 : Variations topographiques enregistrées avec les piquets de *swash* sur la plage de Mtsanga Gouéla. La position de chaque piquet de mesure (A à J) est présentée dans la [figure 7.17](#).

Ces oscillations sont engendrées par la migration *cross-shore* d'une marche. En effet, la présence d'une marche et sa migration au cours du cycle tidal est un phénomène ordinaire des plages de type réfléchissant comme la plage de Mtsanga Gouéla (pente moyenne supérieure à $6,5^\circ$). La houle incidente ne déferle que tardivement et vient s'effondrer directement sur la plage avant de se transformer en jet de rive. L'effondrement des vagues directement sur la surface de la plage provoque la formation de cette marche à la limite *off-shore* de la zone de *swash* (Degryse-Kulkarni, 2003). Lors du retrait de la mer, la marche disparaît, le profil de plage s'aplanit. Cette spécificité est importante pour la morphodynamique car elle entraîne un remaniement important des sédiments de la plage.

L'accrétion constatée sur le haut de la plage (repères D à A) semble être liée au processus de *swash*. Ces repères se trouvent en effet au-dessus du niveau de pleine mer et seule l'action du jet de rive (*uprush*) et de la nappe de retrait (*backwash*) intervient. Cette section de la plage est également moins humide et saturée en eau du fait de son élévation par rapport au niveau maximum de la marée et au toit de la nappe phréatique (les chenaux d'exfiltration sont localisés au niveau du repère H). Il semble que les infiltrations de l'eau du *swash* au sein du matériel sableux favorisent le dépôt des sédiments et l'accrétion du haut de la plage (Butt *et al.*, 2001). Les caractéristiques sédimentologiques qui déterminent la perméabilité et la pente de l'estran doivent également jouer un rôle majeur dans le comportement de la plage (Butt et Russell, 2000 ; Masselink et Puleo, 2006). Cependant cela reste très hypothétique et

dépasse le cadre et les objectifs de ce travail. Les profils topographiques pré- et post-suivi sont présentés dans la [figure 7.18](#).

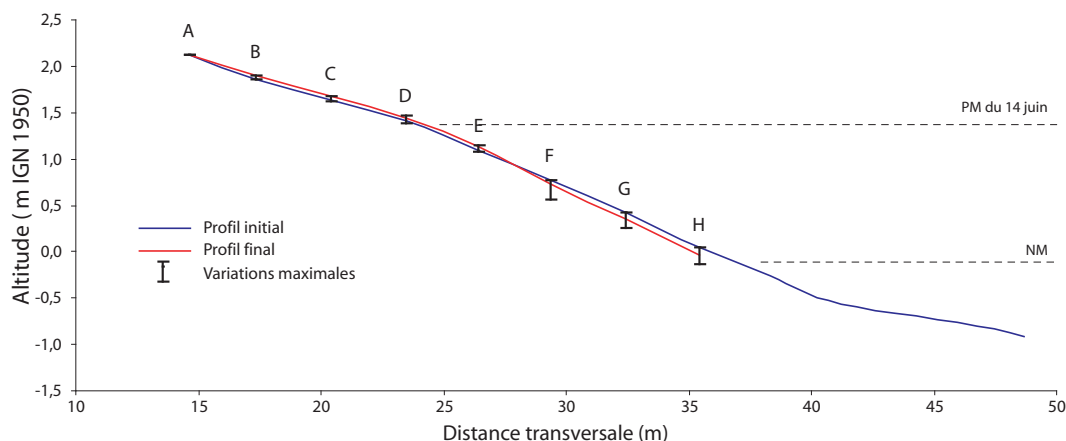


Figure 7.17 : Profil topographique initial de la plage (bleu) et profil topographiques final (rouge) avant le cycle de marée. Les barres noires verticales représentent les variations maximales enregistrées durant l'expérience pour chaque repère. Au cours du cycle de marée on observe un redressement du profil de plage en partie avec une accrétion sur le haut de la section étudiée et une érosion dans la partie inférieure de la radiale.

En complément de ces mesures topographiques réalisées à partir des piquets de *swash*, un altimètre haute fréquence ALTUS a été déployé. Il est localisé sur le profil de plage à une élévation légèrement supérieure à celle du piquet F. La [figure 7.18](#) montre l'évolution de l'élévation de la surface sédimentaire au cours de la période d'immersion de l'appareil (le récepteur de l'ALTUS doit se situer sous l'eau pour pouvoir enregistrer). Notons tout d'abord que l'évolution topographique semble cohérente sur l'intégralité du signal et est aussi en accord avec les mesures réalisées avec le piquet de *swash* proche de l'ALTUS (piquet F). L'évolution du fond sédimentaire montre des comportements différents au cours du cycle de marée. Quatre périodes sont à discerner. La première se situe entre 13h17 (premiers enregistrements) et 14h23 lorsque le niveau d'eau est inférieur à 0,4 m. On remarque des fluctuations basses fréquences (entre 2 et 4 min) de l'élévation du substrat sableux. Ces variations, sous l'action des processus de *swash*, sont assez régulières dans le temps et mènent au final à une accrétion maximale de 6,3 cm. La deuxième période, entre 14h23 et 16h24 (à pleine mer), est marquée par une succession de 3 oscillations très basse fréquence (40 minutes à 1 heure) et à forte amplitude altimétrique (9,2 cm pour la première puis 12,5 et 13,3 cm respectivement pour la deuxième et troisième). On peut se demander d'où proviennent ces

évolutions assez conséquentes du fond pendant la marée haute. Une réponse pourrait être l'apparition et la migration *cross-shore* de rides sableuses. Une autre hypothèse serait que ces oscillations soient engendrées par un mouvement de va et vient, de direction *cross-shore*, d'une marche sous l'effet des variations de la hauteur d'eau et des processus hydrodynamiques. La troisième période est nettement plus courte, elle est comprise entre 16h24 et 16h37. Au cours de cet intervalle on constate une rapide et forte élévation du fond sédimentaire (18,5 cm d'accrétion en 13 min). Ce phénomène pourrait être produit par le comblement d'une ride ou d'une marche (cf. plus haut). Enfin la quatrième et dernière période, de 16h37 à la 17h16 (fin des enregistrements), est caractérisée, comme pour la première, d'oscillations basses fréquences (entre 2 et 4 min) de l'élévation du substrat.

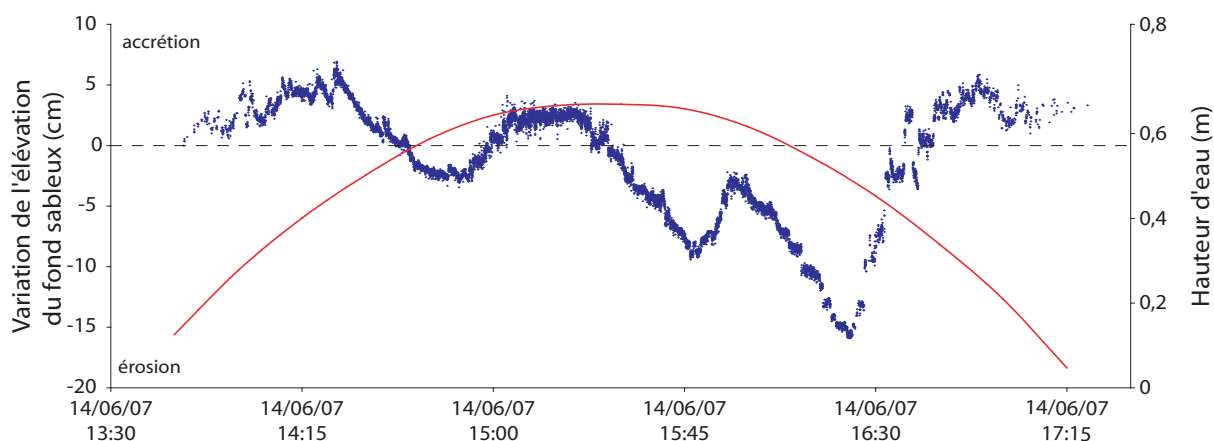


Figure 7.18 : Evolution du fond sableux (point de couleur bleue) et de la hauteur d'eau (ligne rouge) mesurée le 14 juin 2007 entre 13h30 et 17h30 par l'altimètre ALTUS.

Afin de tenter de mieux comprendre l'évolution du fond sédimentaire observée au cours de la première période sous l'action des processus dynamiques liées au *swash*, un enregistrement sur une minute des variations topographiques est proposé dans la [figure 7.19](#). L'évolution de la surface sableuse y est corrélée aux vitesses longitudinales et transversales des courants ainsi qu'à la hauteur d'eau. Sur cette figure, nous pouvons voir que le fond sédimentaire affiche des micro-variations topographiques, de l'ordre de quelques millimètres. Les courants montrent également des oscillations marquées, particulièrement le courant transversal qui peut atteindre des valeurs de 1 à 1,5 m.s⁻¹ *onshore* ou *offshore*. Les profils de vitesse enregistrés sont similaires à ceux décrits dans la littérature pour ce type de plage au profil raide (Hughes *et al.*, 1997 ; Butt et Russell, 1999) et présentent une asymétrie verticale négative (durée du *backwash* supérieure à la durée de l'*uprush*). En comparant l'évolution

topographique aux paramètres hydrodynamiques, il apparaît que le fort courant transversal, engendré par l'arrivée de la lame d'eau au cours de l'*uprush*, à la suite du déferlement de la vague, produit un transport sédimentaire qui se traduit par une variation de l'élévation du substrat sableux de quelques millimètres. Ce phénomène est bien visible à $t = 10$ s où l'altitude baisse de 2 mm, à $t = 7$ s où l'on observe un gain de 2 mm et dans une moindre mesure à $t = 50$ s.

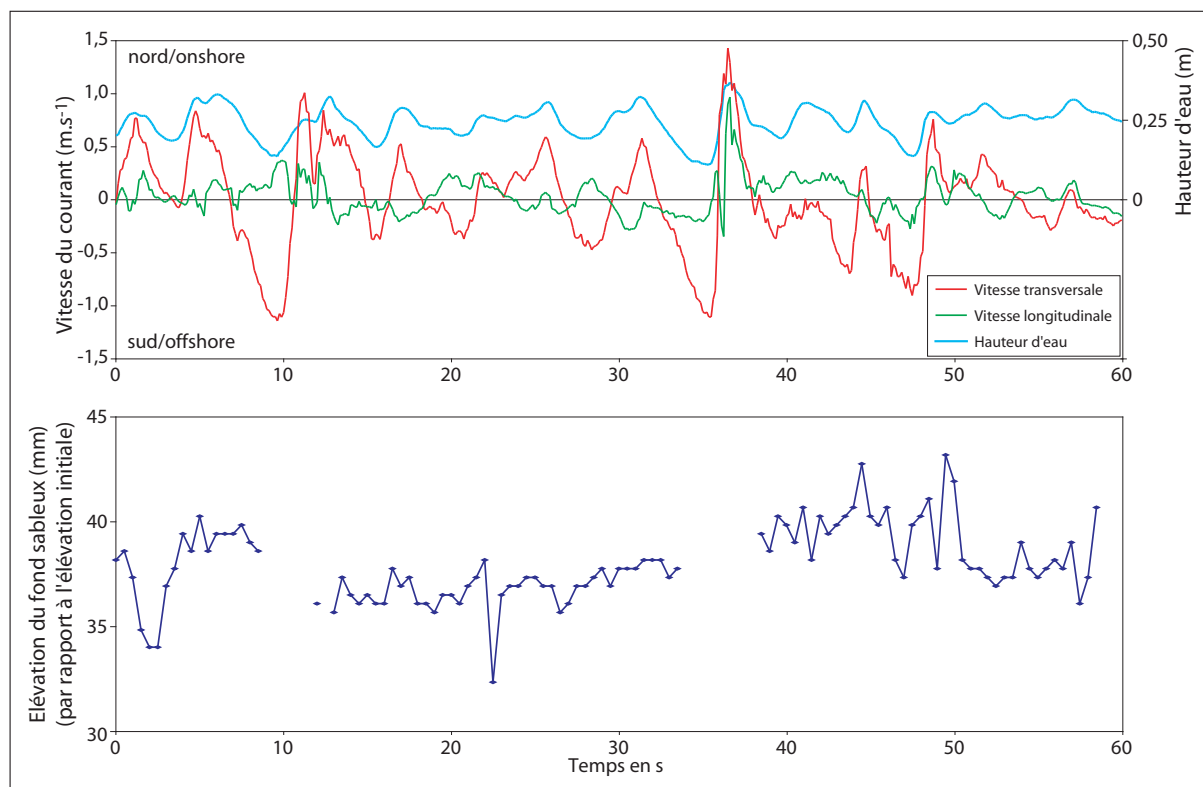


Figure 7.19 : Evolution de l'élévation du fond sableux et des conditions hydrodynamiques enregistrées respectivement par l'ALTUS et l'ADV sur une minute ($t_0 = 14$ h21). Les discontinuités de la courbe représentant le fond sédimentaire ($t = 10$ s et $t = 37$ s) sont dues à la perte de signal engendrée par la faible hauteur d'eau à la fin du *backwash*. L'influence des processus liés au *swash* sur la topographie de la plage est bien visible.

Si les résultats présentés dans la figure précédente montrent bien des variations de l'élévation du substrat sableux sous l'action des processus du *swash*, ils montrent également que le *swash* peut mener aussi bien à une érosion ($t = 10$ s) qu'à une accrétion ($t = 37$ s). Cependant, l'état actuel des connaissances répertoriées sur ces processus (Anthony, 2009) montre qu'il n'est pas encore possible de déterminer les causes de ces différentes variations topographiques (érosion ou accrétion) sous l'action d'un même phénomène (*swash*). Les

caractéristiques sédimentologiques qui déterminent la perméabilité et le comportement des particules sous l'influence de l'hydrodynamisme semblent être déterminantes et plus encore dans un milieu mixte (Degryse-Kulkarni *et al.*, 2004). Les phénomènes de ségrégation sédimentaire, observables sur la plage de Mtsanga Gouéla et liés aux différences de densité entre les sédiments d'origine biodétritique et ceux d'origine volcanique, doivent jouer un rôle significatif dans ces processus et dans la dynamique de très court terme de la plage (Fig. 7.20a). Une tentative de prélèvements, à l'aide de pièges à sédiments, a été effectuée pour déterminer les caractéristiques qualitatives et quantitatives des sédiments transportés mais la présence des pièges dans les courants rapides de la zone de *swash* génère de fortes turbulences qui rendent très discutable les résultats obtenus. Au final, il a été choisi d'échantillonner la plage uniquement dans le but de caractériser le sédiment et non d'observer d'éventuelles variations dues aux processus de *swash* dont les interprétations auraient été sujettes à de nombreuses interrogations. Une carotte sédimentaire a également été prélevée après le cycle de marée sous l'ALTUS pour visualiser l'agencement des sédiments remaniés (Fig. 7.20b).

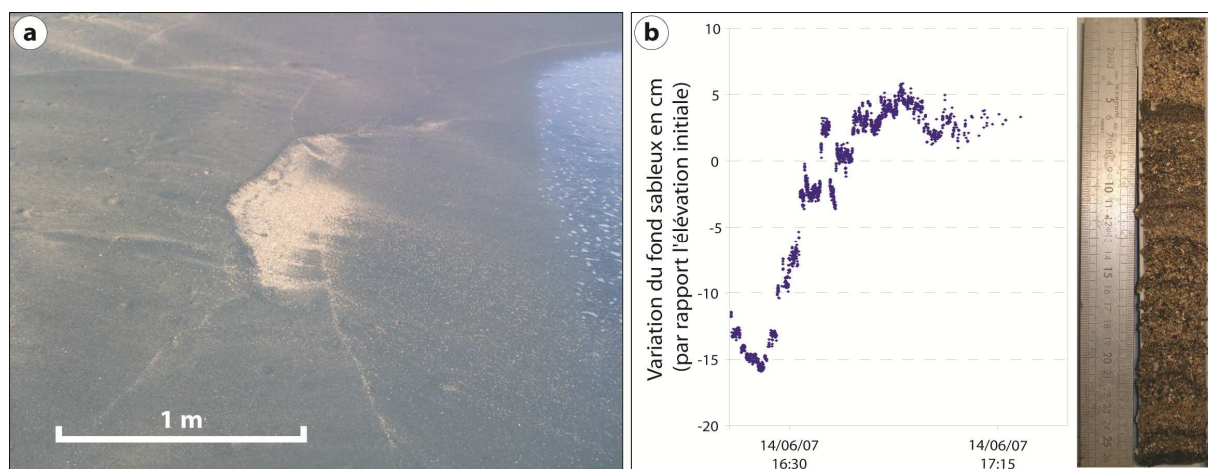


Figure 7.20 : Ségrégation sédimentaire sur la plage de Mtsanga Gouéla. (a) Placage de minéraux lourds sur le haut de plage ; l'action du *swash* d'une vague est visible au centre de l'image avec une érosion et l'apparition de sables coralliens. (b) évolution topographique du fond sableux et photographie d'une carotte sédimentaire sous l'ALTUS montrant la stratification sédimentaire de la plage et indiquant une chronologie des phases de forte énergie au cours du comblement visible sur le graphique.

En conclusion, bien que succincte, cette étude sur le comportement à très court terme de la surface sédimentaire apporte de précieux renseignements sur les évolutions morphologiques de la plage de Mtsanga Gouéla. Les résultats expérimentaux obtenus

permettent de montrer quelques phénomènes intéressants tels que la migration de rides ou de marches (Fig. 7.16 et Fig. 7.18). Ils montrent également les corrélations entre les pics de vitesse du courant transversal et les variations micro-topographiques sous l'action du *swash* (Fig. 7.19). Malgré des conditions hydrodynamiques faibles ($H_s = 0,3$ m), la surface sédimentaire de la plage a montré des variations topographiques relativement marquées au cours d'un cycle de marée avec des migrations *cross-shore* de formes sédimentaires tridimensionnelles. Une tendance générale à l'accrétion est constatée sur le haut de plage (à partir du repère E) alors que la section inférieure du profil affiche une érosion. Les processus liés au *swash* et les caractéristiques des sédiments apparaissent être également significatifs dans la genèse et l'évolution de la morphologie de la plage. Un approfondissement demande à être réalisé, afin de compléter l'analyse morphosédimentaire par une série de données hydrodynamiques et sédimentologiques plus poussées dans ce type de milieu mixte. La compréhension des processus morphodynamiques à très courte terme est fondamentale dans l'optique de l'interprétation et de la caractérisation des processus de résilience des formes sédimentaires.

3. Mise en place d'un Système d'Information Géographique (SIG)

Conjointement à la mise en place du réseau de mesures scientifiques et techniques de terrain (cf. paragraphe 1.2. de ce chapitre), il apparaît nécessaire de proposer, via la mise en place d'un Système d'Information Géographique (SIG), un outil de synthèse et de valorisation de l'ensemble des observations réalisées *in situ* pour ce travail de thèse. Cet outil doit permettre de constituer une base de données utile à l'amélioration de la connaissance du littoral mahorais et de ces dynamiques.

3.1. Les objectifs du SIG

Dans un contexte de fort développement économique, les conditions de diffusion et d'accessibilité des connaissances scientifiques et techniques sur la dynamique des littoraux apparaissent comme un élément essentiel de la gestion des zones côtières, espaces particulièrement convoités, aux multiples enjeux et conflits d'intérêt. Le SIG, développé dans le cadre de cette thèse, a été réalisé dans cette perspective : renforcer les capacités d'études,

d'observation et de prospective notamment pour aider les différents acteurs en charge de la gestion du littoral de Mayotte. Il s'agit de mettre en place un véritable outil d'aide à la décision dont les objectifs multiples sont de :

- 1 – Valoriser et compléter les informations existantes sur les aspects géographiques et environnementaux du littoral ;
- 2 – Mutualiser les efforts de connaissance et d'acquisition de données, améliorer la diffusion de ces informations et contribuer à la mise en place de protocoles de collecte et de traitement des données ;
- 3 – Mettre à disposition des acteurs scientifiques, techniques ou politiques du littoral, les connaissances en matière de fonctionnement des milieux côtiers de Mayotte ;
- 4 – Développer des outils visant à visualiser ou à anticiper les évolutions actuelles et futures sur le littoral et à apporter aux gestionnaires de l'environnement côtier des éléments d'aide à la décision.

Ce SIG, appelé SIG MANGUIERS a donc été mis en place afin de remplir la mission de collecte, d'archivage, de normalisation, de diffusion et d'exploitation des données (Fig. 7.21) issues des différentes campagnes expérimentales réalisées au cours de cette thèse. Cependant, ce SIG contient également des informations externes qui viennent appuyer et structurer la base de données internes. Ainsi, des producteurs de données tels que des centres locaux de ressources ont été sollicités. Des conventions d'échange de données ont donc été conclues en 2008 avec la DAF (Direction de l'Agriculture et de la Forêt), le Conseil Général, le BRGM et la DE (Direction de l'Équipement) pour le partage de référentiels communs et de données spatialisées littorales. En outre, son intégration au Club SIG (Institution sous la tutelle de la DE regroupant l'ensemble des acteurs SIG de Mayotte) permettra de partager les efforts de connaissance et d'acquisition de données, d'améliorer la circulation des informations notamment en rapport avec les réseaux d'observations existants, en lien étroit avec la thématique littorale, comme par exemple l'Observatoire de Récifs Coralliens (ORC) et l'Observatoire des Tortues de Mer (OTM).

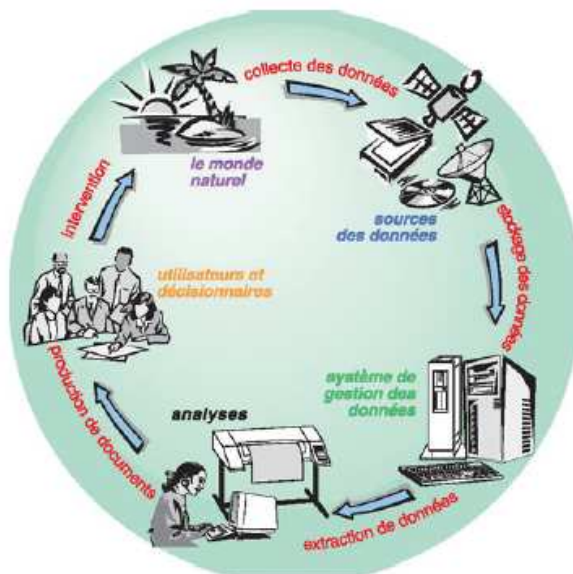


Figure 7.21 : De la collecte des données à l'aide à la prise de décision : les étapes de mise en œuvre d'un SIG (d'après [Cuq et al., 2001](#) in [Gourmelon, 2003](#)).

3.2. Présentation du SIG MANGUIERS

L'élaboration du SIG a été effectuée avec, pour objectif, de disposer d'un outil numérique, ergonomique, permettant de visualiser, de reconstituer et de suivre l'évolution du trait de côte. Cet outil doit permettre des mises à jour régulières ainsi que l'élaboration de cartes décisionnelles à différentes échelles de résolution. Pour répondre à ces objectifs, le choix de la création d'un portail Web a été décidé. La cartographie en ligne répond à de réels besoins de diffusion rapide de l'information et de mise à jour à distance des données. De nombreux programmes nationaux ou internationaux d'observation du littoral disposent de tels outils de cartographie interactive en ligne. Les exemples sont nombreux : BOSCO (Base d'Observations pour le Suivi des Côtes), Observatoire de la Côte Aquitaine, Observatoire du littoral (Institut Français de l'Environnement), BEACHMED-e, etc. Les bénéficiaires sont donc multiples tant en termes d'utilisation et de visualisation pour les destinataires, que de mise à jour pour l'administrateur. Les données du SIG du réseau de surveillance seront également mises à disposition des partenaires sous forme de CD-Rom.

La réalisation de l'architecture du SIG et de la cartographie dynamique Internet a été effectuée dans le cadre du projet de recherches MANGUIERS (MANGroves mahoraises, sURveillance par Instrumentation Et Recherches Sédimentaires ; Ministère de l'Outre-mer et opéré par l'IRD et l'ULCO) par Benoit Pribat lors d'un stage de Master 2 "SIIG3T" de l'Université Paul Valéry Montpellier III au sein de l'IRD, US 140 ESPACE ([Pribat, 2008](#)).

Le SIG est articulé autour de deux référentiels : le Scan25 (1999) et la BD Ortho de l'IGN (2003) qui sont les supports des couches thématiques (Fig. 7.22). Autour de ces référentiels viennent se greffer des couches thématiques qui regroupent les différentes informations externes et internes comme les éléments structurants (contour de l'île, relief...), l'environnement lagunaire (répartition des récifs, des herbiers de phanérogames) et les données issues de nos observations et expérimentations sur le terrain.

Comme nous l'avons souligné précédemment, le développement du SIG MANGUIERS a conduit à des échanges de données avec différents services. Dans le cadre de ces échanges, le besoin de disposer d'un catalogue des données disponibles dans le SIG est nécessaire. Le catalogue des métadonnées permet ainsi de connaître les données disponibles et leurs caractéristiques et de faciliter leur diffusion. Pour cela, à chaque donnée est associée une métadonnée (normes ISO 1915 et 19139), qui indique par exemple la nature de la donnée, son auteur, sa date de collecte, etc.

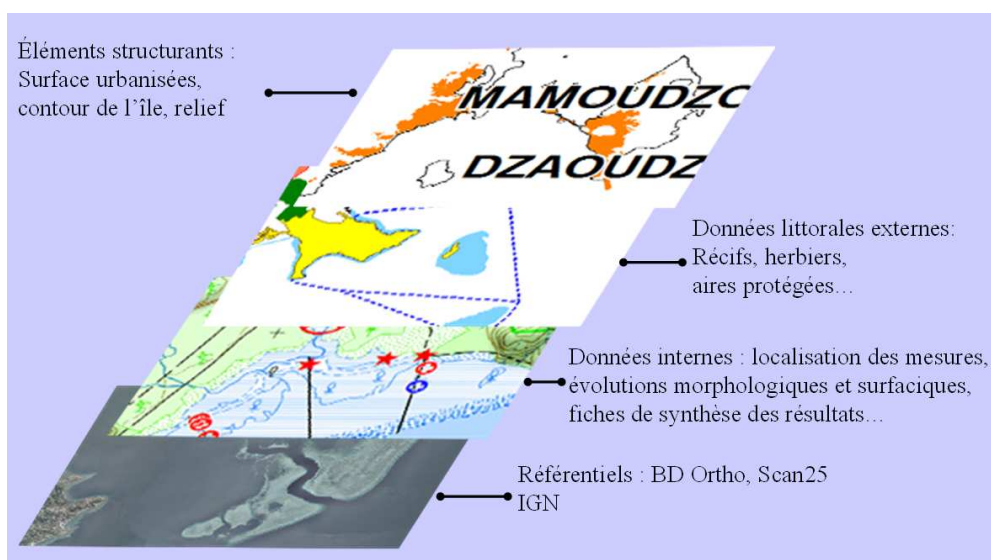


Figure 7.22 : Schématisation du contenu du SIG MANGUIER.

Le portail Web du SIG MANGUIERS est en service depuis le mois de juillet 2008 et propose un certain nombre de fonctionnalités : visualisation cartographique, cartographie interactive, téléchargement de fiches au format PDF et catalogage. Il restitue l'outil cartographique et apporte des précisions et informations utiles pour les futurs utilisateurs (présentation du projet et de ses objectifs, bibliographie en rapport avec la thématique, méthodologies employées, etc.). L'adresse du site est <http://manguiers.teledetection.fr>. Son accessibilité est actuellement limitée par login/mot de passe pour contrôler l'accès à

l'information géographique propriétaire. En effet, le SIG MANGUIERS prévoit l'utilisation de la BD Ortho de l'IGN qui nécessite une licence pour son utilisation. Ce système permet de donner l'accès à la cartographie dynamique uniquement aux personnes concernées et qui ont acquis les droits pour ces référentiels.



Figure 7.23 : Capture d'écran de la page d'accueil du portail Web du SIG MANGUIERS.

L'ensemble des résultats obtenus au cours de cette thèse sont intégrés au SIG MANGUIERS. L'analyse diachronique par photographies aériennes de l'évolution surfacique des mangroves depuis 1950 est directement associée à la cartographie interactive. L'ensemble des mesures topographiques et hydrodynamiques réalisées au cours des différentes expériences sur le terrain sont également associées au SIG sous la forme de fiches PDF téléchargeables (Fig. 7.24 et annexes 3) :

- (1) Fiches modèles numériques de terrain. Ces fiches comportent des photographies aériennes permettant de visualiser l'emprise du MNT sur le terrain. Les données de chaque MNT ainsi que la quantification des volumes érodés ou accumulés entre deux MNT successifs sont présentées après traitement à l'aide du logiciel *Surfer* (Golden Software).

- (2) Fiches tête de stations. Les levés topographiques ont été effectués à partir de têtes de stations fixes installées sur les différents sites d'études. Les coordonnées de ces têtes de stations ont été obtenues par implantation directe à partir de points géodésiques de l'IGN. Les coordonnées géographiques métriques mesurées sont de type « X, Y, Z » : elles ont été ensuite rattachées au zéro IGN 1950 pour l'altitude et le seront au système géodésique RGM04 pour la latitude et la longitude. Une description de chaque tête de station avec photographie, localisation et coordonnées est présentée sur ces fiches.

- (3) Fiches profils. Les données topographiques de chaque profil pour chaque campagne de mesures sont disponibles sous forme graphique et numérique. Ces fiches fournissent également les éléments nécessaires à la réalisation du profil (photographies, orientation, gisement...).

- (4) Fiches de synthèses. Ces fiches résument l'ensemble des informations concernant les données topographiques disponibles sur le site d'étude. Une photographie aérienne avec la localisation des profils topographiques ainsi que la compilation des différents levés disponibles pour chaque profil.

- (5) Fiches de mesures hydrodynamiques. Les données hydrodynamiques issues des courantmètres sont compilées sous forme graphique. Pour chaque site de mesures sont représentées la hauteur d'eau (h), la hauteur significative de la houle (H_s), la période Pic (T_p), la provenance de la houle, les vitesses des composantes nord et est des courants (ou longitudinales et transversales pour les sites proches du rivage), la vitesse moyenne du courant, et la direction du courant.

- (6) Fiches mangroves. Pour les mangroves étudiées par photographies aériennes, une fiche présente les principaux résultats : un graphique avec l'évolution surfacique de la mangrove en 1950, 1969, 1989, 1997, 2003 et une représentation visuelle des limites de la mangrove en fonction des différentes campagnes de photographies aériennes avec le fond photographique 2003 de l'IGN. Un bref commentaire général sur l'évolution surfacique de la mangrove est également intégré.

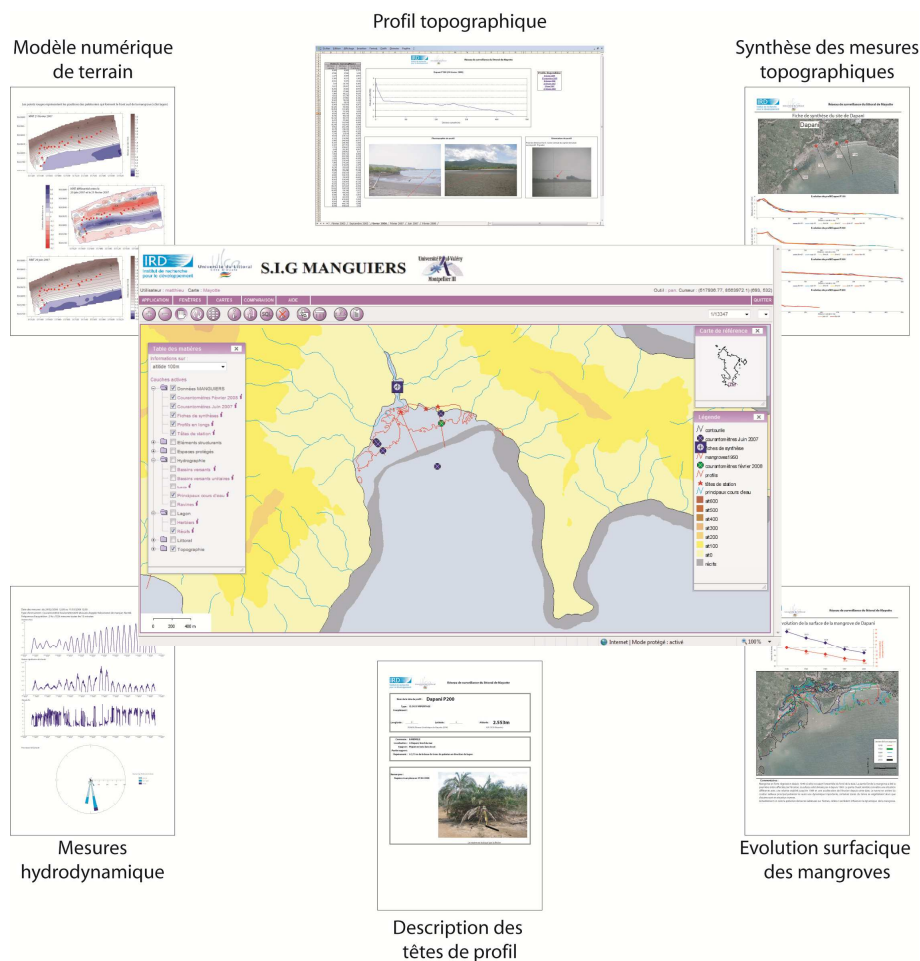


Figure 7.24: Capture d'écran de l'application cartographique interactive du portail Web et des fiches synthétiques présentant les résultats issus des différentes campagnes instrumentales. Un exemple de chaque type de fiches est disponible en annexe 3.

3.3. Perspectives d'évolution du SIG MANGUIERS

La démarche adoptée au cours de la réalisation du SIG a pour objectif de développer un outil utile et opérationnel permettant aux gestionnaires de disposer d'une aide à la réflexion et à la décision pour la gestion de l'environnement côtier de Mayotte. A ce titre, la démarche adoptée pour le SIG MANGUIERS est susceptible de jouer un rôle important dans l'intégration des approches environnementales à l'aménagement et à la mise en valeur du littoral. L'apport apparaît être indéniable pour cette collectivité ultra-marine en plein développement qui a plus que jamais besoin de solutions de ce type.

Le Système d'Information Géographique MANGUIERS est un outil numérique, ergonomique, permettant de visualiser, de reconstituer, et de suivre l'évolution et la dynamique morphosédimentaire littorale. Ce SIG a été mis en place afin de remplir la mission

de collecte, d'archivage, de normalisation, de diffusion et d'exploitation des observations issues des différentes campagnes expérimentales réalisées au cours de ce travail de thèse ainsi que des données fournies par les partenaires et acteurs locaux impliqués dans la gestion du littoral. Ce SIG sera mis à la disposition d'un organisme gestionnaire à définir et pourra être actualisé par l'équipe géomatique de l'IRD, US 140 ESPACE.

Les possibilités d'évolution du SIG sont importantes, l'intégration d'images satellitales et photographies aériennes multi-dates constituant un « état zéro de référence » auquel le rajout de manière dynamique, des résultats des diverses actions scientifiques sur le terrain doit être prioritaire. Dans un cadre plus général et à plus long terme, une évolution envisageable serait de constituer un observatoire plus vaste du littoral mahorais au sein duquel seraient compilées les informations existantes sur les aspects environnementaux, sociaux et économiques de l'espace côtier. Toutes ces données seraient rassemblées sur un SIG (dont le SIG MANGUIERS pourrait constituer le point de départ), continuellement alimenté et mis à jour, afin de produire de la donnée quantitative et qualitative synthétique à l'usage des scientifiques, de la population et des scolaires pour la valorisation pédagogique et à destination des usagers et des pouvoirs publics pour l'aide à la décision.

Synthèse et conclusion

Dans le contexte actuel de mutations environnementales rapides à fortes portées sur les milieux littoraux fragiles comme les récifs coralliens ou les mangroves, la compréhension de la morphodynamique est essentielle et doit entrer dans un cadre global de mesures et d'interprétation des évolutions, des processus et des résiliences au sein d'observatoires de la dynamique côtière. La forte pression démographique à laquelle est soumis le littoral de l'île de Mayotte renforce la nécessité d'intégrer son évolution morphologique dans les stratégies de développement durable.

Le réseau de surveillance du littoral réalisé intervient prioritairement dans le domaine environnemental mais il participe également à l'intégration du littoral dans les stratégies sociales et économiques de développement. L'une de ses premières missions est de suivre l'évolution du littoral et de diffuser ses résultats issus des travaux de recherches. Parmi les thématiques suivies, l'érosion et la résilience sont importantes sur un territoire densément peuplé et aux enjeux écologiques et économiques majeurs. Cet outil de suivi et d'analyse

apporte une aide à la décision et à la gouvernance afin d’orienter les politiques de gestion de ce milieu fragile face à ces enjeux et à leur évolution constante.

Les premiers éléments de comparaison que nous avons pu analyser nous permettent de mieux comprendre et distinguer les évolutions sédimentaires saisonnières et pluriannuelles. Ils mettent également en lumière la complexité des interactions morphodynamiques à différentes échelles spatiales et temporelles entre les composantes physiques du système littoral. Les premiers résultats issus de ce nouveau réseau de surveillance sont prometteurs mais celui-ci doit encore faire la preuve de sa capacité immédiate à être opérationnel en cas d’événement paroxysmal. Un des objectifs de recherche (la caractérisation de la résilience sédimentaire post-événementielle) doit encore réellement démarrer.

Ce réseau permet également d’acquérir et d’archiver des données quantitatives nouvelles sur des sites où les mesures morphodynamiques sont très rares, voire inexistantes. Un des objectifs est d’assurer une meilleure coordination et une meilleure diffusion des informations utiles aux acteurs scientifiques, techniques ou gestionnaires du littoral mahorais. Les données devront être régulièrement réactualisées compte tenu des évolutions attendues en réponse aux modifications environnementales, ce qui permettra un véritable état des lieux de la morphologie littorale et son suivi dans le temps. Cela passe par la pérennisation du suivi et des mesures à intervalles réguliers. Non seulement nécessaires aux scientifiques pour améliorer la connaissance de l’évolution des environnements sédimentaires littoraux sous l’effet de nouvelles conditions climatiques, toutes ces informations le sont également aux gestionnaires du littoral. Elles peuvent servir, pour certaines par exemple, d’indicateurs concernant l’état de qualité/dégradation du milieu.

L’intérêt porté à notre travail par les acteurs politiques et les gestionnaires du littoral mahorais démontre que les outils de valorisation développés en aval du réseau auront toute leur utilité dans l’optique de l’aménagement et la mise en valeur des côtes de Mayotte. Dans un cadre plus global, la matière scientifique acquise par cet observatoire doit servir à mieux comprendre les effets du changement climatique sur les environnements côtier tropicaux sensibles compte tenu des modifications possibles du régime des vents et des tempêtes, et de la hausse du niveau marin.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

L'objectif principal de ce travail était une meilleure compréhension des processus responsables de la morphodynamique des côtes de Mayotte. L'analyse conjointe de l'évolution à moyen terme des mangroves, de la variabilité des paramètres hydrodynamiques sous l'influence des récifs coralliens ainsi que de la dynamique des formes littorales et de leurs interactions, a permis, malgré l'existence de nombreuses questions encore en suspens, d'affiner notre connaissance sur l'évolution du littoral de Mayotte.

La synthèse et la caractérisation de l'évolution des mangroves des côtes mahoraises ont mis en évidence une grande variabilité spatiale de leur dynamique. Les différences en matière de tendances évolutives sont déterminées par une combinaison complexe de paramètres aussi bien d'origine naturelle qu'anthropique. Le développement, la structuration et le fonctionnement des mangroves sont en grande partie sous l'influence des processus hydrodynamiques et des interactions entre ces derniers et les stocks sédimentaires. Cette complexité inhérente à la dynamique des mangroves se trouve renforcée dans un environnement récifal comme celui de Mayotte.

En effet, l'examen des processus hydrodynamiques au sein du complexe récifo-lagonaire de Mayotte a permis de montrer l'importance de l'architecture récifale sur les houles et les courants. La géométrie, l'élévation, et la morphologie récifale, combinée aux fluctuations du niveau d'eau, sont les principaux facteurs qui gouvernent la circulation des masses d'eau et qui influencent la répartition spatiale et temporelle de l'énergie incidente. Le contrôle exercé par les récifs coralliens sur le régime hydrodynamique impacte de façon significative le transport des sédiments et la morphologie des systèmes littoraux – avant-côte, récifs, lagon, plages, mangroves. L'atténuation de l'énergie des vagues, les flux et les échanges entre les récifs, le lagon et/ou l'océan ainsi que les processus morphodynamiques côtiers sont, en fin de compte, sous l'influence d'une interaction entre la morphologie récifale et un ensemble de conditions hydrodynamiques régulées par cette morphologie. Ces interactions contrôlent l'énergie potentielle responsable de l'évolution des mangroves et des

formes littorales associées. Ces idées rejoignent celles de [Brander *et al.* \(2004\)](#) et [Kench et Brander \(2006\)](#) sur le développement des îles coralliennes.

Une des conséquences de la variabilité des agents dynamiques est l'existence ou l'absence de barres sableuses intertidales en avant des mangroves. Ces barres montrent une articulation morphodynamique originale avec les mangroves adjacentes, leur localisation et leur structuration influençant directement la dynamique et l'évolution des formations végétales. Ces observations ne font que renforcer l'idée de complexité morphodynamique qui se dégage de l'évolution des mangroves et des littoraux de Mayotte.

Les différents résultats obtenus au cours de cette étude convergent pour mettre en évidence une plus forte vulnérabilité des mangroves du sud et de l'ouest de Mayotte soumises à une plus forte énergie hydrodynamique et à des processus géomorphologiques plus actifs. Hormis ces considérations, l'étude a permis de montrer que la disparition des formations végétales des mangroves du sud et de l'ouest de l'île entraîne une réorganisation morphosédimentaire de l'estran par la remise en mouvement des sédiments sablo-vaseux, auparavant fixés par les racines des palétuviers, et par la modification subséquente des processus hydrodynamiques. Ces résultats montrent que la répartition et la structuration de la mangrove exercent, à leur tour, un contrôle significatif sur l'activation des processus géomorphologiques et la sédimentologie intertidale. Nous sommes donc face à un système morphodynamique par excellence, avec des réponses et des co-ajustements mutuels.

Dans le contexte global actuel de changement environnemental, les milieux côtiers mahorais apparaissent très fragiles. La hausse du niveau marin et l'intensification des forçages liés aux vents et aux houles, constatées dans cette étude, ainsi que la recrudescence attendue des phénomènes climatiques extrêmes ([Titus, 2005](#) ; [IPCC, 2007](#)) ont, et auront, des effets très significatifs sur les écosystèmes côtiers, mais également sur les systèmes morphosédimentaires adjacents ([Woodworth *et al.*, 2004](#) ; [Sheppard *et al.*, 2005](#) ; [Nicholls *et al.*, 2007](#)). Cette vulnérabilité des côtes mahoraises aux changements environnementaux est exacerbée par des pressions anthropiques locales de plus en plus importantes et responsables de facteurs de stress supplémentaires. L'évolution contemporaine des côtes de Mayotte semble attester de ces changements qui conduisent à des dégradations de plus en plus prononcées des récifs coralliens et de l'environnement lagunaire. Cette détérioration menace directement les écosystèmes et une partie de l'activité économique de l'île, étroitement dépendante de la qualité du milieu côtier et de ses ressources, comme par exemple la pêche ou le tourisme.

En conséquence, la compréhension des interactions morphodynamiques entre les systèmes littoraux reste un enjeu majeur pour cerner la complexité du fonctionnement des côtes mahoraises. Dans ce but, les données acquises dans le cadre de cette thèse pourront servir de base et/ou de complément à de nombreuses études à portée purement locale mais également globale. Cependant, une multiplication des mesures dans différentes configurations environnementales et différentes conditions d'énergie est nécessaire avant que les interactions morphodynamiques entre les formes littorales et les récifs coralliens soient entièrement évaluées. Ces études novatrices devront essayer de fournir une compréhension quantitative et synergétique de la morphodynamique ; elles devront être basées sur des mesures détaillées et synchrones de l'hydrodynamisme, des variations morphologiques, du transport sédimentaire et du comportement des formes littorales. De même, la compréhension de l'évolution et de la réaction des côtes face aux conséquences du changement climatique reste à améliorer. Les capacités intrinsèques des littoraux pour s'adapter aux changements environnementaux sont peu connues ; pourtant cette notion d'adaptation et celle de résilience sont fondamentales. Dans cet objectif, le réseau de surveillance mis en place dans ce travail est essentiel et sa poursuite doit être prioritaire.

Ce travail n'est donc pas un aboutissement, bien au contraire, il doit tendre vers un approfondissement nécessaire des connaissances, qui doit être mené avec un maximum de coopérations pluridisciplinaires qui prendront en compte l'ensemble des composantes du système littoral (notamment biologique) et les environnements naturels et humains connexes. Cette compréhension, ainsi que le suivi régulier du fonctionnement naturel de la dynamique côtière, sont des conditions nécessaires pour optimiser la gestion intégrée de ces espaces aux multiples enjeux, dans un temps où la vulnérabilité des récifs coralliens et des mangroves est source d'attention croissante tant au niveau local que global.

Références bibliographiques

- AHAMADA, S., BIJOUX, J., CAUVIN, B., HAGAN, A., HARRIS, A., KOONJUL, M., MEUNIER, S., QUOD, J.-P., 2008. Status of the Coral Reefs of the South West Indian Ocean Island States. 105-118. In WILKINSON, C. (ed.), *Status of coral reefs of the world: 2008*. Global Coral Reef Monitoring Network and Reef and Rainforest Research Center, Townsville, Australia. 296 p.
- ALLIBERT, C., 1984. *Mayotte, plaque tournante et microcosme de l'océan Indien Occidental : son histoire avant 1841*. Paris, Edition Anthropos, 352 p.
- ALONGI, D.M., 2002. Present state and future of the world's mangrove forests. *Environmental Conservation*, 29, 331-349.
- ALONGI, D.M., 2008. Mangrove forests: resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76, 1-13.
- ALONGI, D.M., 2009. *The energetics of mangrove forest*. Springer, London, 216 p.
- ALONGI, D.M., PFITZNER, J., TROOT, L.A., TIRENDI, F., DIXON, P., KLUMPP, D.W., 2005. Rapid sediment accumulation and mineralization in forests of the mangrove *Kandelia candel* in the Jiulongjiang Estuary, Chin. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 63, 605-618.
- ANGWENYI, C.M., RYDBERG, L., 2005. Wave-driven circulation across the coral reef at Bamburi Lagoon, Kenya. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 63, 447-454.
- ANTHONY, E.J., 1990. Environnement, géomorphologie et dynamique sédimentaire des côtes alluviales de la Sierra Leone, Afrique de l'Ouest. *Revue d'Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée*, Presses CRDP, Nice, 27-28, 189 p.
- ANTHONY, E.J., 2004. Sediment dynamics and morphological stability of estuarine mangrove swamps in Sherbro Bay, West Africa. *Marine geology*, 208, 207-224
- ANTHONY, E.J., 2009. Shore processes and their palaeoenvironmental applications. Developments in *Marine Geology* 4, Elsevier, 519 p.
- ANTHONY, E.J., DOLIQUE, F., 2004. The influence of Amazon-derived mud banks on the morphology of sandy headland-bound beaches in Cayenne, French Guiana: a short- to long-term perspective. *Marine Geology*, 208, 249-264.

- ANTHONY, E. J., LEVOY, F., MONFORT, O., 2004. Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France. *Marine Geology*, 208, 73-100.
- ARNOUX, S., FRAUNIE, F., DEKEYSER, I., THOMASSIN, B.A., 1994. *Simulation de circulation hydrodynamique à l'aide d'un modèle tridimensionnel du complexe récifolagunaire « Hajangoua-Bandrélé », Ile de Mayotte, lagon Est.* Centre d'Océanologie de Marseille, Université d'Aix-Marseille 2, DAF Mayotte, 50 p.
- AUDRU, J.-C., BITRI, A, DESPRATS, J.-F., MATHON, C., MAURILLON, NEDELLEC, J.-L., JOSSOT, O., RANÇON, J.-P., TERRIER-SEDAN, M., SABOURAULT, P., SEDAN, O., TERRIER-SEDAN, M., ZORNETTE, N., 2004. *Atlas des aléas naturels à Mayotte, communes de Mamoudzou, Koungou, Dzaoudzi et Pamandzi.* Rapport BRGM, RP-53037-FR.
- AUDRU, J.-C., BITRI, A, DESPRATS, J.-F., MATHON, C., MAURILLON, N., SABOURAULT, P., TERRIER-SEDAN, M., SEDAN, O., 2002. *Projet risques naturels et érosion à Mayotte : résultats d'année 1.* Rapport BRGM, RP-51738-FR.
- AUDRU, J.-C., GUENNOC, P., THINON, I., ABELLARD, O., 2006. Bathymay : la structure sous-marine de Mayotte révélée par l'imagerie multifaisceaux. *Comptes Rendus Geosciences*, 338, 1240-1249.
- AUGUSTINUS, P.G.E.F., 2004. Geomorphology and sedimentology of mangroves, in *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Developments in Sedimentology 53*, Elsevier Scientific Publishers, Amsterdam, The Netherlands, 471 p.
- AUGUSTINUS, P.G.E.F., HAZELHOFF, L., KROON, A., 1989, The chenier coast of Suriname: modern and geological development. *Marine Geology*, 90, 145-151.
- CARTER, R.W.G., 1988. *Coastal Environments.* Academic Press, London, 617 p.
- BALTZER, F., ALLISON, M., FROMARD, F., 2004. Material exchange between the continental shelf and mangrove-fringed coasts with special reference to the Amazon-Guianas coast. *Marine Geology*, 208, 115-126.
- BERNARDIE-TAHIR, N., OMAR, El-M., 2001. Mayotte : des parfums au tourisme. Les nouveaux enjeux du littoral. *Les Cahiers d'Outre-Mer*, 216, 369-395.
- BERTIL, D., REGNOULT, J.-M., 1998. Seismotectonic of Madagascar, Tectonophysics, 294, 57-74.
- BERTRAND, F., 1999. Mangrove dynamics in the Rivières du Sud area, West Africa: an ecogeographic approach. *Hydrobiologia*, 413, 115-126.

- BESSON, J., 2005. *Typologie et caractérisations dynamiques de l'érosion des mangroves au Sud et à l'Ouest de Mayotte*. Mémoire de DEA en géographie physique, Université de Reims Champagne-Ardenne, 171 p.
- BOSSER, K., 1998. *Evolution morphodynamique du littoral nord martiniquais soumis à l'aléa cyclonique : l'exemple de Grand-Rivière*. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 280 p.
- BRAITHWAITE, C.J.R., 1982. Progress in understanding reef structure. *Progress in Physical Geography*, 6, 505-523.
- BRANDER, R.W., KENCH, P.S., HART, D., 2004. Spatial and temporal variations in wave characteristics across a reef platform, Warraber Island, Torres Strait, Australia. *Marine Geology*, 207, 169-184.
- BRINKMAN, R., WOLANSKI, E., DELLERSNIJDER, E., McALLISTER, F., SKIRVING, W., 2001. Oceanic inflow from the Coral Sea into the Great Barrier Reef. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54, 655-668.
- BRINKMAN, R.M., MASSEL, S.R., RIDD, P.V., FURUKAWA, K., 1997. Surface wave attenuation in mangrove forests. *Proceedings of 13th Australasian Coastal and Ocean Engineering Conference*, 2, 941-949.
- BRUNEAU, N., PEDREROS, R., BONNETON, P., CASTELLE, B., PARISOT, J.-P., 2007. *Résultat préliminaire et faisabilité de mesures altimétriques haute fréquence en zone de déferlement*. Poster présenté dans le cadre du 11^{ème} congrès français de sédimentologie, Caen, 23-25 octobre 2007.
- BURGEAP, 1998. *La mangrove à Mayotte*. Rapport pour le compte de la Délégation à l'Environnement, 26 p.
- BUTT, T., RUSSELL, P., 1999. Suspended sediment transport mechanisms in high-energy swash. *Marine Geology*, 16, 361-375.
- BUTT, T., RUSSELL, P., 2000. Hydrodynamics and cross-shore sediment transport in the swash-zone of natural beaches : a Review. *Journal of Coastal Research*, 16, 255-268.
- BUTT, T., RUSSELL, P., TURNER, I., 2001. The influence of swash infiltration-exfiltration on beach face sediment transport : onshore or offshore. *Coastal Engineering*, 42, 35-52.
- CALHOUN, R.S., FIELD, M.E., 2002. Beach and reef flat sediment along the south shore of Molokai Hawaii. In *Carbonate Beaches, 2000, Proceedings volume*. American Society of Civil Engineers, 163-171.

- CALLAGHAN, D.P., NIELSEN, P., CARTWRIGHT, N., GOURLAY, M.R., BALDOCK, T.E., 2006. Atoll lagoon flushing forced by waves. *Coastal Engineering*, 53, 691-704.
- CAMOIN, G.F., COLONNA, M., MONTAGGIONO, L.F., CASANOVA, J., FAURE, G., THOMASSIN, B.A., 1997. Holocene sea level changes and reef development in southwestern Indian Ocean. *Coral Reefs*, 16, 247-259.
- CAMOIN, G.F., MONTAGGIONI, L.F., BRAITHWAITE, C.J.R., 2004. Late glacial to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Marine Geology*, 206, 119-146.
- CHARPY, L. (coordinateur), 2007. *Rapport scientifique de la mission Mayotte de novembre 2006*. IRD, UR CYROCO, 72 p.
- CHEVALIER, C., DEVENON, J.-L., ROUGIER, G., 2008. Experimental Characterization Of The Oceanic Water Fluxes in A Macro-Tidal Intermittently Open Lagoon Bounded By Semi-Submerged Coral Reef. *11th International Coral Reef Symposium*, livret des résumés, Fort Lauderdale, Floride, 7-11 juillet 2008,
- CHURCH, J.A., WHITE, N.J., 2006. A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 33, L01602, doi:10.1029/2005GL024826
- CHURCH, J.A., WHITE, N.J., HUNTER, J.R., 2006, Sea-level rise at tropical Pacific and Indian Ocean islands. *Global and Planetary Changes*, 53, 155-168.
- CINTRON, G., NOVELLI, Y.S., 1984. Methods for studying mangrove structure. In: SNEDAKER, S.C. and SNEDAKER J.G. (Eds.) *The Mangrove Ecosystem: Research Methods*, UNESCO, 91-113.
- COLONNA, M., CASANOVA, J., DULLO, W.-C., CAMOIN, G.F., 1996. Sea level changes and $\delta^{18}\text{O}$ record for the past 34 000 years from Mayotte reef, Indian Ocean. *Quaternary Research*. 46, 335–339.
- CORDIO, 2002. *Coral Reef Degradation in the Indian Ocean*. Status Report 2002, 276 p.
- COUDRAY, J., THOMASSIN, B.A., VASSEUR, P., 1985. Géomorphologie comparée des récifs barrières de Nouvelle-Calédonie et de Mayotte (Province indo-pacifique). *Proceedings of the 5th International Coral Reef Symposium*, Tahiti, 6, 427-432.
- COWELL, P.J., THOM, B.G., 1994, Morphodynamics of coastal evolution. In CARTER, R.W.G., and WOODROFFE, C.D. (eds), *Coastal Evolution: Late quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, 33-86.

- CUQ, F., CAMPREDON, P., GIRAUDET, J., GIRAUDET, E., GOURMELON, F., PENNOBER, G., DA SILVA, A., 2001. *Un Système d'Information Géographique pour l'aide à la gestion intégrée de l'archipel des Bijagos (Guinée-Bissau)*. CNRS/UICN, Carte (10 feuilles à 1/50 000) et notice, 88 p
- DAHDOUH-GUEBAS, F., JAYATISSA, L., DI NITTO, D., BOSIRE, J., LO SEEN, D., KOEDAM, N., 2005. How effective were mangrove as a defence against the recent tsunami? *Current Biology*, 12, 443-447.
- DALY, M.G.R., BRANDER, R.W., 2006. The dynamics of fringing reefs: a review and synthesis. *The Hydrographic Journal*, 119, 17-23.
- DALY, R.A., 1910. Pleistocene glaciation and the coral reef problem. *American Journal of Science*, 4, 297-308.
- DANIELSEN, F., SORENSEN, M.K., OLWIG, M.F., SELVAM, V., PARISH, F., BURGESS, N.D., HIRAISHI, T., KARUNAGARAN, V.M., RASMUSSEN, M.S., HANSEN, L.A., QUARTO, A., SURYADIPUTRA, N., 2005. The Asian Tsunami : A protective role for coastal vegetation, *Science*, 310, 643.
- DARWIN, C. R. 1842. *The structure and distribution of coral reefs. Being the first part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. FitzRoy, R.N. during the years 1832 to 1836*. London, Smith Elder and Co, 214 p.
- DAVIES, P.J., MONTAGGIONI, L.F., 1985. Reef growth and sea-level change: the environmental signature. *Proceeding of the 5th International Coral Reef Symposium*, Tahiti, 3, 477-511.
- DAVIS, W.M., 1928. The coral reef problem. *Special Publication American Geographical Society*, 9, 596 p.
- DE LA TORRE, Y., AUBIE, S., 2003. *Etude de la morphodynamique des littoraux de Mayotte. Phase 1 : Synthèse, typologie et tendance d'évolution*. Rapport BRGM/RP-52320-FR, 43 p.
- DE LA TORRE, Y., DOLIQUE, F., JEANSON, M., 2006. *Morphodynamique des littoraux de Mayotte. Phase 2 : mise en place d'un réseau de quantification de l'érosion côtière*. BRGM/RP-54832-FR, 71 p.
- DE LA TORRE, Y., LECACHEUX, S., PEDREROS, R., BALOUIN, Y., 2008. Modélisation de la houle cyclonique dans le lagon de Mayotte. *Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil*, 14-16 octobre 2008, Sophia Antipolis, 325-334.

- DE RUIJTER, W.P.M., RIDDERINKHOF, H., LUTJEHARMS, J.R.E., SCHOUTEN, M.W., VETH, C., 2002. Observations of the flow in the Mozambique Channel, *Geophysical Research Letters*, 29, 10, 140-142.
- DEBEUF, D., 2004. *Étude de l'évolution volcano-structurale et magmatique de Mayotte (archipel des Comores, océan Indien)*. Thèse de doctorat, Université de la Réunion, 277 p.
- DEGRYSE-KULKARNI, C., 2003. *Morphodynamique de la zone de swash*. Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse Normandie, 189 p.
- DEGRYSE KULKARNI, C., LEVOY, F., MONFORT, O., MILES, J., 2004. Morphological variations of a mixed sediment beachface (Teignmouth, UK). *Continental Shelf Research*, 24, 1203-1218.
- DELOFFRE, J., 2005. *La sédimentation fine sur les vasières intertidales en estuaires macrotidaux : Processus, quantification et modélisation de l'échelle semi-diurne à l'échelle annuelle*. Thèse de Doctorat, Université de Rouen, 235 p.
- DINHUT, V., NICET, J.-B., QUOD, J.-P., 2008. Suivi et état de santé 2007 des récifs coralliens de Mayotte. *Revue Ecologie (Terre Vie)*, 63, 91-102.
- DOLIQUE, F., 2007 : Articulations morphodynamiques. Exemples en milieux tempérés et tropicaux. Habilitation à Diriger des Recherches, Université du Littoral Côte d'Opale, 234 p.
- DOLIQUE, F., JEANSON, M. 2006. *Morphodynamique des littoraux de Mayotte (phase 2) : mise en place d'un réseau de quantification de l'érosion côtière*. Rapport final de convention ULCO-GEODAL / BRGM, 34 p.
- DOLIQUE, F., JEANSON, M., BESSON, J., 2007. A monitoring network for assessing the impact of extreme marine meteorological events on tropical beaches. *Journal of Coastal Research*, SI 50, 77-81.
- DONGUY J.R., PITON B., 1991. The Mozambique Channel revisited. *Oceanologica Acta*, 14, 6, 549-558.
- DULLO, W.C., 2005. Coral growth and reef growth: a brief review. *Facies*, 51, 33-48.
- DULLO, W.C., CAMOIN, G.F., BLOMEIER, D., COLONNA, M., EISENHAUER, A., FAURE, G., CASANOVA, J., THOMASSIN, B.A., 1998. Morphology and sediments of the fore-slopes of Mayotte, Comoro Islands: direct observations from submersible. *Special publication of the International Association of Sedimentologists*, 25, 219-236.

- DURAND, D., THOMASSIN, B.A., 1992. *Les récifs frangeants de l'île de Mayotte (Grande Terre) : état des platiers et du sommet des pentes externes en 1989-1990 : bilan de santé global.* Centre d'Océanologie de Marseille, Direction de l'Agriculture et de la Forêt de Mayotte, Collectivité Territoriale de Mayotte, 66 p.
- DURAND, P., 1998. Cinématique d'un littoral sableux à partir de photographies aériennes et de cartes topographiques. Exemple du littoral d'Argelès-Plage à Saint-Cyprien (Roussillon, France). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 2, 155-166.
- EBERSCHWEILER, C., 1986. Etude hydrologique, hydrochimique et géochimie isotopique d'une île volcanique sous climat tropical humide : Mayotte. Thèse de doctorat de 3^e cycle, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, 276p.
- ELLISON, A.M., 2002. Macroecology of mangroves: large-scale patterns and process in tropical coastal forests. *Trees*, 16, 181-194.
- ELLISON, A.M., FARNSWORTH, E.J., 1996. Anthropogenic disturbance of Caribbean mangrove ecosystems: past impacts, present trends, and future predictions. *Biotropica*, 28, 549-565.
- ELLISON, J.C., 1998. Impacts of sediment burial on mangroves. *Marine Pollution Bulletin*, 37, 420-426.
- ELMOUTAKI, S., LEZINE, A-M., THOMASSIN, B-A., 1992. Mayotte (canal du Mozambique). Evolution de la végétation et du climat au cours de la dernière transition glaciaire-interglaciaire et de l'holocène. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, série III, 314, 247-244.
- EMERICK, C.M., DUNCAN R.A., 1982. Age progressive volcanism in the Comores Archipelago, western Indian Ocean and implications Somali plate tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 60, 415-428.
- ESPACES, 2003. *Dynamique écologique des mangroves de Mayotte, en lien avec les processus d'érosion dans les bassins versants.* Bureau d'études ESPACES, LADYBIO, IFRECOR, DAF, Collectivité Départementale de Mayotte, 45 p.
- ESPACES, 2004. *Résultats du suivi de l'érosion côtière dans trois mangroves de Mayotte.* Bureau d'études ESPACES, IFRECOR, DAF, Collectivité Départementale de Mayotte, 24 p.
- FABRICIUS, K., 2005. Effects of terrestrial runoff on the ecology and coral reefs: review and synthesis, *Marine Pollution Bulletin*, 50, 125-146.

- FALTER, J.L., ATKINSON, M J., MERRIFIELD, M., 2004. Mass transfer limitation of nutrient uptake by a wave-dominated reef flat community. *Limnology and Oceanography*, 49, 1820-1831.
- FAUNCE, C.H., SERAFY, J.E, 2006. Mangrove as fish habitat: 50 years of field studies. *Marine Ecology Progress Series*, 318, 1-18.
- FAURE G., GUILLAUME M., PAYRI C., THOMASSIN B.A., VAN PRAËT M., VASSEUR P., 1984. Sur un phénomène remarquable de blanchiment et de mortalité massive des madréporaires dans le complexe récifal de l'île Mayotte (SW Océan Indien). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 299, 637-642.
- FERET, J.-B., SARRAILH, J.-M. 2005. Utilisation d'un appareil de mesure simple, et précis, pour l'étude de l'érosion à Mayotte. *Bois et forêts des tropiques*, 286, 4, 29-40.
- FONTAINE, G., 1997. Mayotte, l'île aux multiples défis. In SANGUIN, A-L., *Vivre dans une île, une géopolitique de l'insularité*. L'Harmattan, Paris, 69-80.
- FOREST, L., VAN STRYDONCK, M., 1993. The installation of a liquid scintillator and the construction of a benzene synthesis unit at the radiocarbon dating laboratory. *Bulletin KIK-IRPA*, 25, 235-245.
- FORTES, M. 2001. The effects of siltation on tropical coastal ecosystems. In: WOLANSKI, E. (Ed.), *Oceanographic Processes of Coral Reefs. Physical and Biological Links in the Great Barrier Reef*, CRC Press, Boca Raton, Florida, 93-111.
- FRITH, C.A., MASON, L.B., 1986. Modelling wind-driven circulation, One Tree Reef, southern Great Barrier Reef. *Coral Reefs*, 4, 201-211.
- FROIDEFOND, J.M., PUJOS, M., ANDRE, X., 1988. Migration of mud banks and changing coastline in French Guiana. *Marine Geology*, 84, 19-30.
- FROMARD F., 2000. *Les mangroves de Mayotte. Analyse écologique et propositions de restauration*. LET-CNRS Toulouse, ESPACES Mayotte, 61 p.
- FROMARD, F., VEGA, C., PROISY, C., 2004. Half a century of dynamic coastal change affecting mangrove shorelines of French Guiana. A case study based on remote sensing data analyses and field surveys. *Marine Geology*, 208, 265-280.
- FURUKAWA, K., WOLANSKI, E., 1996. Sedimentation in mangrove forests. *Mangroves and Salt Marshes*, 1, 3-10.
- FURUKAWA, K., WOLANSKI, E., MULLER, H., 1997. Currents and sediment transport in mangrove forests. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 44, 301-310.

- GABRIE, 1998. *L'état des récifs coralliens en France outre-mer. Initiative française pour les récifs coralliens (IFRECOR)*. Chapitre « Mayotte » : 74-89, Ministère de l'aménagement du Territoire et de l'Environnement, Secrétariat d'état à l'Outre-mer, 136 p.
- GERRITSEN, F., 1981. Wave Attenuation and Wave Set-up on a Coral Reef. University of Hawaii, *Look Laboratory Technical Report*, 48, 416 p.
- GEVREY, A., 1870. *Essai sur les Comores*. Editions du Baobab, 1997, 206 p.
- GILMAN, E.L., ELLISON, J., DUKE, N.C., FIELD, C., 2008. Threats to mangroves from climate change and adaptation options. *Aquatic Botany*, 89, 237-250.
- GIRI, C., MUHLHAUSEN, J., 2008. Mangrove forest distributions and dynamics in Madagascar (1975-2005). *Sensors*, 8, 2104-2117
- GLYNN, P., 1997. Bioerosion and coral reef growth: A dynamic balance. In: BIRKELAND, C., (ed) *Life and Death of Coral Reefs*. Chapman and Hall, New York, 68-95.
- GOLBUU, Y., FABRICIUS, K., VICTOR, S., RICHMOND, R.H., 2008. Gradients in coral reef communities exposed to muddy river discharge in Pohnpei, Micronesia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76, 14-20.
- GOLBUU, Y., VICTOR, S., WOLANSKI, E., RICHMOND, R.H., 2003. Trapping of fine sediment in a semi-enclosed bay, Palau, Micronesia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57, 941-949.
- GOURBESVILLE, P., THOMASSIN, B.A., 1998. *Station d'épuration des eaux usées de Mamoudzou-Kavani : construction dans la mangrove de Kavani et rejet de l'effluent dans le lagon "Agangoua-Bandélé" (secteur septentrional, chenal de l'îlot Bouzi)*. 2^{ème} partie. Modélisation hydrodynamique du lagon et de l'effluent ; optimisation de l'émissaire. G.I.S. "Lag-May", Direction de l'Équipement Mayotte, 101 p.
- GOURBESVILLE, P., THOMASSIN, B.A., 2000. Coastal environment assessment procedure for sustainable wastewater management in tropical islands: the Mayotte example, *Ocean and Coastal Management*, 43, 997-1014.
- GOURLAY, M.R., 1993. Wave setup and wave generated currents on coral reefs. *Proceeding 11th Australian Conference Coastal and Ocean Engineering*, IEA, Townsville, 479-484.
- GOURLAY, M.R., 1994. Wave transformation on a coral reef. *Coastal Engineering*, 23, 17-42
- GOURLAY, M.R., 1996a. Wave set-up on coral reefs: 1. Set-up and wave generated flow on an idealised two dimensional horizontal reef. *Coastal Engineering*, 27, 161-193.

- GOURLAY, M.R., 1996b. Wave set-up on coral reefs: 1. Set-up on reefs with various profiles. *Coastal Engineering*, 28, 17-55.
- GOURLAY, M.R., COLLETER, G., 2005. Wave-generated flow on coral reefs—an analysis for two-dimensional horizontal reef-tops with steep faces. *Coastal Engineering*, 52, 353-387.
- GOURMELON, F., 2003. *La contribution des SIG à la connaissance et à la gestion de l'environnement littoral*. HDR, Université de Bretagne occidentale, Brest, Vol. 3, 162 p.
- GOURMELON, F., ROBIN, M., 2006. *SIG et littoral*. HERMES, collection IGAT, 332 p.
- GOUT, B., 1991. *Influence des apports terrigènes dans les écosystèmes lagunaires de Mayotte et de Nouvelle-Calédonie (Province Indopacifique). Impact sur le peuplement benthiques*. Thèse de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 252 p.
- GRATIOT, N., ANTHONY, E.J., GARDEL, A., GAUCHEREL, C., PROISY, C., WELLS, J.T., 2008. Significant contribution of the 18.6 year tidal cycle to regional coastal changes. *Nature Geoscience*, 1, 3, 169-172.
- GRATIOT, N., GARDEL, A., ANTHONY, E.J., 2007. Trade-wind waves and mud dynamics on the French Guiana coast, South America : Input from ERA 40 wave data and field investigations. *Marine Geology*, 236, 15-26.
- GRIBBLE, J., 2006. Pre-Colonial Fish Traps on the South Western Cape Coast, South Africa. In GRENIER, R., NUTLEY, D., COCHRAN, I., (Eds), Underwater cultural heritage at risk: managing natural and human impacts, *Heritage at risk*, Special Edition, 29-31.
- GUERNIOU, A., NICET, J.B., 2001. *Inventaire des herbiers marins du récif frangeant de Mayotte (côte Ouest)*. Direction de l'Agriculture et de la Forêt de Mayotte, 57 p.
- GUILCHER, A., 1971. Mayotte barrier reef and lagoon, Comoro Islands, as compared with other barrier reefs, atolls and lagoons in the world. In : STODDART, D.R., YONGE, M., (Eds), Regional variation in Indian Ocean corals reefs. *Symposia of the Zoological Society of London*, 28, 65-86.
- GUILCHER, A., 1988. *Coral reef geomorphology*. Wiley, Chichester, 228 p.
- GUILCHER, A., BERTHOIS, L., LE CALVEZ, Y., BATTISTINI, R., CROSNIER, A., 1965. *Les récifs coralliens et le lagon de Mayotte (Archipel des Comores, Océan Indien) : géomorphologie, sédimentologie, hydrologie, foraminifères*. ORSTOM., Paris, 210 p.
- HALPERN, B.S., 2004. Are mangroves a limiting resource for two coral reef fishes. *Marine Ecology Progress Series*, 272, 93-98.

- HARDY, T.A., YOUNG, I.R., 1996. Field study of wave attenuation on an offshore coral reef. *Journal of Geophysical Research*, 101, c6, 14311-14326.
- HARDY, T.A., YOUNG, I.R., NELSON, R.C., GOURLAY, M.R., 1991. Wave attenuation on an offshore coral reef. *Proceedings of the 22nd International Coastal Engineering Conference*, ASCE, Delft, 330-334.
- HART, D.E., KENCH, P.S., 2007. Carbonate production of an emergent reef platform, Warraber Island, Torres Strait, Australia. *Coral Reefs*, 26, 53-68.
- HEARN, C.J., 1999. Wave-breaking hydrodynamics within coral reef systems and the effect of changing relative sea level. *Journal of geophysical research*, vol 104, c12, 30 007-30 019.
- HEARN, C.J., ATKINSON, M.J., FALTER, J.L., 2001. A physical derivation of nutrient-uptake rates in coral reefs: effects of roughness and waves. *Coral Reefs*, 20, 347-356.
- HEARN, C.J., PARKER, I.N., 1988. Hydrodynamic processes on the Ningaloo coral reef, Western Australia. *Proceedings of the 6th International Coral Reef Symposium*, Townsville, 497-502.
- HEMER, M.A., McINNES, K., CHURH, J.A., O'GRADY, J., HUNTER, J.R., 2008. *Variability and trends in the Australian wave climate and consequent coastal vulnerability*. CSIRO Marine and Atmospheric Research National report to the Australian Government Department of Climate Change, 120 p.
- HOEGH-GULBERG, O., MUNBY, P.J., HOOTEN, A.J., STENECK, R.S., GREENFIELD, P., GOMEZ, E., HARVELL, C.D., SALE, P.F., EDWARDS, A.J., CALDEIRA, K., KNOWLTON, N., EAKIN, C.M., IGLESIAS-PRIETO, R., MUTHIGA, N., BRADBURY, R.H., DUBI, A., HATZIOLOS, M.E., 2007. Coral Reefs Under Rapid Climate Change and Ocean Acidification. *Science*, 318, 1737-1742.
- HOEGH-GULDBERG, O., 1999. Climate change, coral bleaching and the future of world's coral reefs. *Marine and Freshwater Research*, 50, 839-866.
- HOGARTH, P.J., 1999. *The biology of mangroves*. Oxford University Press, New York, 228 p.
- HOLLEY, F., 2003. *Evolution spatiale des mangroves de Mayotte et activité humaine dans les bassins versants*. Mémoire de fin d'étude, IFRECOR, DAF, ESPACES, ESA-PURPAN, 86 p.
- HOPLEY, D., 1982. *The Geomorphology of the Great Barrier Reef: quaternary development of coral reefs*. John Wiley & Sons, New York, 453 p.

- HOPLEY, D., 1994. Continental shelf reef systems. In: CARTER, R.W.G., WOODROFFE, C.D., (Eds), *Coastal Evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, 303-340.
- HOPLEY, D., SMITHERS, S.G., PARNELL, K.E., 2007. *The geomorphology of the Great Barrier Reef: development, diversity and change*. Cambridge University Press, Cambridge, 532 p.
- HUGHES, T.P., BAIRD, A.H., BELLWOOD, D.R., CARD, M., CONNOLLY, S.R., FOLKE, C., GROSBERG, R., HOEGH-GULDBERG, O., JACKSON, J.B.C., KLEYPAS, J., MARSHALL, P., NYSTRÖM, M., PALUMBI, S.R., PANDOLFI, J.M., ROSEN, B., ROUGHGARDEN, J., 2003. Climate change, human impacts and the resilience of coral reefs. *Science*, 301, 929-933.
- HUGHES, M.G., MASSELINK, G., BRANDER, R.W. 1997. Flow velocity and sediment transport in the swash zone of a steep beach. *Marine Geology*, 138, 91-103.
- IDIER, D., ROMIEU, E., DELATTRE, M., PEDREROS, R., DE LA TORRE, Y., 2008. Hydrodynamique tidal du lagon de Mayotte : observation in-situ et modélisation. *Xème Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil*, 14-16 octobre 2008, Sophia Antipolis, 553-562.
- INSEE, 2007. Recensement générale de la population à Mayotte. *Insee infos*, 32, novembre 2007.
- IPCC, 2007. *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, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.
- JEANSON, M., 2005. *La dynamique des mangroves à l'Ouest et au Sud de Mayotte. Caractérisations des influences lagonaires*. Mémoire de DEA en géographie physique, Université de Reims Champagne-Ardenne, 141 p.
- JEANSON, M., 2006. L'écosystème mangrove, un filtre en terre et mer. *Univers Maoré*, 3, 16-24.
- JEANSON, M., DE LA TORRE, Y., 2006. Le fragile équilibre des espaces littoraux. *Univers Maoré*, 5, 32-37.

- JEANSON, M., DOLIQUE, F., DE LA TORRE, Y., 2006. *Mise en place d'un réseau de surveillance de la dynamique côtière à Mayotte.* Livre de résumés. Communication présentée dans le cadre du colloque en hommage au professeur Roland Paskoff, Tunis, 11-13 septembre 2006.
- JUPITER, S.D., POTTS, D.C., PHINN, S.R., DUKE, N.C., 2007. Natural and anthropogenic changes to mangrove distributions in the Pioneer River Estuary (QLD, Australia). *Wetlands Ecology and Management*, 15, 51-62.
- KENCH, P.S., 1994. Hydrodynamic observations of the Cocos (Keeling) Islands lagoon. *Atoll Research Bulletin*, 408, 21 p.
- KENCH, P.S., 1998. Physical processes in an Indian Ocean atoll. *Coral Reefs*, 17, 155-168.
- KENCH, P.S., BRANDER, R.W., 2006. Wave Processes on Coral Reef Flats: Implications for Reef Geomorphology Using Australian Case Studies. *Journal of Coastal Research*, 22, 1, 209-223.
- KENCH, P.S., BRANDER, R.W., PARNELL, K.E., McLEAN, R.F., 2006. Wave energy gradients across a Maldivian atoll: Implications for island geomorphology. *Geomorphology*, 81, 1-17.
- KENCH, P.S., BRANDER, R.W., PARNELL, K.E., O'CALLAGHAN, J.M., 2009. Seasonal variations in wave characteristics around a coral reef island, South Maalhosmadulu atoll, Maldives, *Marine Geology*, 262, 116-129.
- KENNEDY, D.M., WOODROFFE, C.D., 2002. Fringing reef growth and morphology: a review. *Earth-Science Reviews*, 57, 255-277.
- KRAINES, S.B., YANAGI, T., ISOBE, M., KOMIYAMA, H., 1998. Wind-wave driven circulation on the coral reef at Bora Bay, Miyako Island. *Coral Reefs*, 17, 133-143.
- KRAUSS, K.W., LOVELOCK, C.E., McKEE, K.L., LOPEZ-HOFFMAN, L., EWE, S.M.L., SOUSA, W., 2008. Environmental drivers in mangrove establishment and early development: A review. *Aquatic Botany*, 89, 105-127.
- KROON, A., 1998. Intertidal bar dynamics. In KRONN, A., RUESSINK, B.G., (eds), *Geographical coastal morphodynamics: a tribute to Joost Terwindt*, University Utrecht (NL), 169-184.
- KUS, S., WRIGHT, H., 1976. Notes préliminaires sur une reconnaissance archéologique de l'île de Mayotte (archipel des Comores). *Asie du Sud-Est et monde insulindien*, 7, 123-135.

- LAEGDSGAARD, P., JOHNSON, C., 2001. Why do juvenile fish utilise mangrove habitats? *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 257, 229-253.
- LAPEGUE, J.B., 1999. *Aspects quantitatifs et qualitatifs de la pluviométrie dans deux enjeux majeurs de la problématique de l'eau à Mayotte : la ressource hydrique, l'assainissement pluvial et l'érosion.* Thèse de doctorat, Université de La Réunion, 376 p.
- LAULAN, P., ROBBE, C., M'CHANGAMA, M., ALI SIFARI, B., BARTHELAT, F., ROLLAND, R., 2006. *Atlas des mangroves de Mayotte.* Service Environnement, Direction de l'Agriculture et de la Forêt, 145 p.
- LEBIGRE, J.-M., 1997. Problèmes d'érosion dans le marais à mangrove de Mayotte (archipel des Comores). *Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée*, 15, 45-48.
- LEBIGRE, J.-M., 1999. Natural spatial dynamics of mangals through their margins : diagnostic elements. *Hydrobiologia*, 413, 103-113.
- LEE, T.T., BALCK, K.P., 1978. The energy spectra of surf waves on a coral reef. *Proceedings of the 16th International Conference of Coastal Engineering*, 588-608.
- LEFEBVRE, J.-P., DOLIQUE, F., GRATIOT, N., 2004. Geomorphic evolution of a coastal mudflat under oceanic influences : an example from the dynamic shoreline of French Guiana. *Marine Geology*, 208, 191-205.
- LEVOY, F., 2007. Orientations scientifiques concernant les environnements sédimentaires côtiers. *Séminaire sur la prévention des risques naturels majeurs- Changement climatique et prévention du risque sur le littoral.* Paris, 18 et 19 septembre 2007, 49-50.
- LISZKOWSKI, H.D., 2002. *Promenades historiques et archéologiques terrestres et sous-marine à Mayotte.* 128 p.
- LISZKOWSKI, H.D., 2003. *Répertoire archéologique de Mayotte*, chez l'auteur.
- LISZKOWSKI, H.D., ALLIBERT, C., 2007. Koungou : un fragment de fémur livre ses secrets. *Univers Maoré*, 7, 20-21.
- LORICOURT, A., 2005. *Etude des herbiers à phanérogames marines à Mayotte.* Mémoire de Master 2, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 62 p.
- LOWE, R.J., FALTER, J.L., BANDET, M.D., PAWLAK, G., ATKINSON, M.J., MONISMITH, S.G., KOSEFF, J.R., 2005. Spectral wave dissipation over a barrier reef. *Journal of Geophysical Research*, 110, c04001, 1-16.
- LUGO-FERNANDEZ, A., ROBERTS, H.H., SUHAYDA, J.N., 1998a. Wave transformations across a Caribbean fringing-barrier Coral reef. *Continental Shelf Research*, 18, 1099-1124.

- LUGO-FERNANDEZ, A., ROBERTS, H.H., WISEMAN, W.J., 1998b. Tide effects on wave attenuation and wave set-up on a Caribbean Coral Reef. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 47, 385-393.
- MANSON, F.J., LONERAGAN, N.R., PHINN, S.R., 2003. Spatial and temporal variation in distribution of mangroves in Moreton Bay, subtropical Australia: a comparison of pattern metrics and change detection analyses based on aerial photographs. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57, 653-666.
- MANSON, R.A, LONERAGAN, N.R., SKILLETER, G.A., PHINN, S.R., 2005. An evaluation of the evidence for linkages between mangroves and fisheries: a synthesis of the literature and identification of research directions. *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*, 43, 483-513.
- MARION, C., 2007. *Processus de sédimentation fine en milieu estuarien macrotidal : approche trans-disciplinaire et pluri-échelles ; Application à l'estuaire de l'Authie, Nord de la France*. Thèse de Doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale.
- MASSE, J.-P., THOMASSIN, B.A., ACQUAVIVA, M., 1989. Bioclastic sedimentary environments of coral reef and lagoon around Mayotte Island (Comoro Archipelago, Mozambique Channel, SW Indian Ocean). *Journal of Coastal Research*, 5, 3, 419-432.
- MASSEL, S.R., 1996. On the largest wave height in water of constant depth. *Ocean Engineering*, 23, 7, 553-573.
- MASSEL, S.R., FURUKAWA, K., BRINKMAN, R.M., 1999. Surface wave propagation in mangrove forests. *Fluid Dynamics Research*, 24, 219-249.
- MASSEL, S.R., GOURLAY, M.R., 2000. On the modelling of wave breaking and set-up on coral reefs. *Coastal Engineering*, 39, 1-27.
- MASSELINK, G., HUGHES, M., 2003. *Introduction to coastal processes and geomorphology*, Arnold Publishers, 354 p.
- MASSELINK, G., KROON, A., DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D., 2006. Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings - A review. *Geomorphology*, 73, 33-49.
- MASSELINK, G., PULEO, J.A., 2006. Swash-zone morphodynamics. *Continental Shelf research*, 26, 661-680.
- MAYOKA, M., 1998. *Les cyclones à La Réunion*. Météo-France, Centre des Cyclones Tropicaux de La Réunion, 48 p.

- MAZDA, Y., KANAZAWA, N., WOLANSKI, E., 1995. Tidal asymmetry in mangrove creeks. *Hydrobiologia*, 295, 51-58.
- MAZDA, Y., KOBASHI, D., OKADA, S., 2005. Tidal-scale hydrodynamics within mangrove swamps. *Wetlands Ecology and Management*, 13, 647-655.
- MAZDA, Y., MAGI, M., IKEDA, Y., KUROKAWA, T., ASANO, T., 2006. Wave reduction in a mangrove forest dominated by *Sonneratia* sp. *Wetlands Ecology and Management*, 14, 365-378.
- MAZDA, Y., MAGI, M., KOGO, M., HONG, P.N., 1997a. Mangroves as a coastal protection from waves in the Tong King delta, Vietnam. *Mangroves and Salt Marshes*, 1, 127-135.
- MAZDA, Y., MAGI, M., NANAŌ, H., KOGO, M., MIYAGI, KANAZAWA, N., KOBASHI, D., 2002. Coastal erosion due to long-term human impact on mangrove forests. *Wetlands Ecology and Management*, 10, 1-9.
- MAZDA, Y., WOLANSKI, E., KING, B., SASE, A., OHTSUKA, D., MAGI, M., 1997b. Drag force due to vegetation in mangrove swamps. *Mangroves and Salt Marshes*, 1, 193-199.
- MAZDA, Y., WOLANSKI, E., RIDD, P., 2007. *The role of physical process in mangrove environments. A manual for the preservation and utilization of mangrove ecosystems.* Terrapub, Tokyo, 593 p.
- McLEAN, R.F., WOODROFFE, C.D., 1994. Coral atolls. In: CARTER, R.W.G., WOODROFFE, C.D., (Eds), *Coastal Evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics.* Cambridge University Press, Cambridge, 267-302.
- McLEOD, E., SALM, R.V., 2006. *Managing Mangroves for Resilience to Climate Change.* IUCN, Gland, Switzerland, 64 p.
- MESTRE, O., 2000. *Méthodes statistiques pour l'homogénéisation de longues séries climatiques.* Thèse de doctorat de l'Université Toulouse III-Paul Sabatier, 230 p.
- MEUR-FEREC, C., 2006, *De la dynamique naturelle à la gestion intégrée de l'espace littoral : un itinéraire de géographe.* Habilitation à Diriger des Recherches, Géographie, Université de Nantes, 247 p

- MIMURA, N., NURSE, L., McLEAN, R.F., AGARD, J., BRIGUGLIO, L., LEFALE, P., PAYET, R., SEM, G., 2007. Small islands. In PARRY, M.L., CANZIANI, O.F., PALUTIKOF, J.P., VAN DER LINDEN, P.J., HANSON, C.E. (Eds), *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 687-716.
- MONTAGGIONI, L.F., 2005. History of Indo-Pacific coral reef systems since the last glaciation: Development patterns and controlling factors. *Earth-Science Reviews*, 71, 1-75.
- MUNBY, P.J., EDWARDS, A.J., ARIAS-GONZALEZ, J.E., LINDEMAN, K.C., BLACKWELL, P.G., GALL, A., GORCZYNSKA, M.I., HARBONE, A.R., PESCOD, C.L., RENKEN, H., WABNITZ, C.C.C, LLEWELLYN, G., 2004. Mangroves enhance the biomass of coral reef fish communities in the Caribbean. *Nature*, 427, 533-536.
- MURRAY, S.P, ROBERTS, H.H., CONLON, D.M., RUDDER, G.M., 1977. Nearshore current fields around coral islands: control on sediment accumulation and reef growth. *Proceedings of the 3rd International Coral Reef Symposium*, Miami, 53-59.
- NADAOKA, K., NIHEI, Y., KUMANO, R., YOKOBORI, T., OMIJA, T., WAKAKI, K., 2001. A field observation on hydrodynamics and thermal environments of a fringing reef at Ishigaki Island under typhoon and normal atmospheric conditions. *Coral Reefs*, 20, 387-398.
- NAGELKERKEN, I., 2009. *Ecological Connectivity among Tropical Coastal Ecosystems*. Springer, Netherlands, 600 p.
- NAGELKERKEN, I., BLABER, S.J.M., BOUILLON, S., GREEN, P., HAYWOOD, M., KIRTON, L.G., MEYNECKE, J.-O., PAWLIK, J., PENROSE, H.M., SASEKUMAR, A., SOMERFIELD, P.J., 2008. The habitat function of mangroves for terrestrial and marine fauna: A review. *Aquatic Botany*, 89, 155-185.
- NAGELKERKEN, I., ROBERTS, C.M., VAN DER VELDE, G., DORENBOSCH, M., VAN RIEL, M.C., COCHERET DE LA MORINIÈRE, E., NIENHUIS, P.H., 2002. How important are mangroves and seagrass beds for coral reef fish? The nursery hypothesis tested on an island scale. *Marine Ecology Progress Series*, 244, 299-305.
- NELSON, R.C., 1994, Depth limited design wave heights in very fiat regions, *Coastal Coastal Engineering*, 23, 43-59.

- NELSON, R.C., 1996. Hydraulic roughness of coral reef platforms. *Applied Ocean Research*, 19, 265-274.
- NEUMANN, A.C., MACINTYRE, I., 1985. Reef response to sea level rise: keep-up, catch up or give-up. *Proceedings of the 5th International Coral Reef Symposium*, Tahiti, 3, 105-110.
- NICHOLLS, R.J., WONG, P.P., BURKETT, V.R., CODIGNOTTO, J.O., HAY, J.E., McLEAN, R.F., RAGOONADEN, S., WOODROFFE, C.D., 2007. Coastal systems and low-lying areas. In PARRY, M.L., CANZIANI, O.F., PALUTIKOF, J.P., VAN DER LINDEN, P.J., HANSON, C.E. (Eds), *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 315-356.
- NOUGIER, J., CANTAGREL, J.M., KARCHE J.P., 1986. The Comoros archipelago in the western Indian Ocean: volcanology, geomorphology and geodynamic setting. *Journal of African Earth Sciences*, 5, 135-145.
- OGDEN, J.C., GLADFELTER, E.H., 1983. Coral reefs, seagrass beds, and mangroves: their interaction in the coastal zones of the Caribbean. *UNESCO Reports in Marine Science*, 23, 133 p.
- OGSTON, A.S., STORLAZZI, C.D., FIELD, M.E., PRESTO, M.K., 2004. Currents and suspended sediment transport on a shallow reef flat: South-central Molokai, Hawaii. *Coral Reefs*, 23, 559-569.
- PARETO, ARVAM, 2006. *Observatoire des récifs coralliens de Mayotte - Surveillance de l'état de santé des récifs, suivi 2005*. Suivi des peuplements benthiques du récif barrière et des récifs internes. Rapport PARETO/ARVAM pour le compte de SE-DAF/CDM, 60 p.
- PAULY, L., 2007. Mayotte au temps des cités. *Univers Maoré*, 7, 12-19.
- PELLING, M., UITTO, J.I., 2001. Small island developing states: natural disaster vulnerability and global change. *Environmental Hazards*, 3, 49-62.
- PERRY, C., 2007. Tropical Coastal Environments: Coral Reefs and Mangroves. In PERRY, C., TAYLOR, K., (eds), *Environmental Sedimentology*. Blackwell, 302-350.
- PETIT, G., 1930. *L'industrie des pêches à Madagascar*. Société d'Éditions Géographiques, Maritimes et Coloniales, Paris, 392 p.

- PORCHER, M., SCHRIMM, M., OBERLINKELS, M., MORANCY, R., NICOT, S., GABRIE, C., CHEMINEE, A., QUOD, J-P., BIGOT, L. et ESBELIN, C., coll. THOMASSIN, B.A., BLASCO, F. et FROMARD, F., 2002. *Plan de gestion du lagon de Mayotte. Volet 2 : Etat des lieux des milieux côtiers et récifo-lagonaires*. CAREX Environnement, WWF, ARVAM, 84 p.
- PRESTO, M.K., OGSTON, A.O., STORLAZZI, C.D., FIELD, M.E., 2006. Temporal and spatial variability in the flow and dispersal of suspended-sediment on a fringing reef flat, Molokai, Hawaii. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 67, 67-81.
- PRIBAT, B., 2008. *Mise en place d'un outil de cartographie dynamique sur Internet pour le suivi des mangroves et du littoral de Mayotte*. Mémoire de stage de Master 2, Université Paul Valéry Montpellier III, IRD, 119 p.
- PRIESS, K., 1995. *La croissance des Porites spp. du groupe lobata-lutea-solidata (Scléractiniales massifs) dans le lagon de Mayotte (NO Canal du Mozambique). Etude sclérochronologique*. Thèse de l'Université de la Méditerranée et l'Université Christian-Albrecht de Kiel (Allemagne), 170 p.
- PRINS, A.H.J., 1967. *The swahili-speaking peoples of Zanzibar and the East African coast (Arabs, Shirazi and Swahili)*. London, International African Institute, 146 p.
- PROISY, C., GRATIOT, N., ANTHONY, E.J., GARDEL, A., FROMARD, F., HEURET, P., 2009. Mud bank colonization by opportunistic mangroves: a case study from French Guiana using lidar data. *Continental Shelf Research*, 29, 632-641.
- QUARTEL, S., KROON, A., AUGUSTINUS, P.G.E.F., VAN SANTEN, P., TRI, N.H., 2007. Wave attenuation in coastal mangroves in the Red River Delta, Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 576-584.
- QUINN, R., FORSYTHE, W., BREEN, C., BOLAND, D., LANE, P., OMAR, A.L., 2007. Process-based models for port evolution and wreck site formation at Mombasa, Kenya. *Journal of Archaeological Science*, 34, 1449-1460.
- QUOD, J.P., DAHALANI, Y., BIGOT, L., NICET, J.-B., AHAMADA, S., MAHARAVO, J., 2002. Status of Coral Reefs at Réunion, Mayotte and Madagascar. In LINDEN, O., SOUTER, D., WILHELMSSON, D., OBURA, D. (eds.), *Coral Reef Degradation in the Indian Ocean: Status Report 2002*. CORDIO, WWF, UICN, ICRI, 185-189.

- QUOT, J.P., NICET, J.B., 2006. *Projet de réserve naturelle de lagon de l'île de Mayotte (Canal du Mozambique). Cartographie géomorphologique et écologique de six zones remarquables, Volet 1.* Collectivité Départementale de Mayotte, Direction de l'Agriculture et de la Forêt de Mayotte, PARETO, ARVAM, 18 p.
- RAKOTOMAVO, A., BELLAN, M.-F., FROMARD, F., soumis. Dynamics of forests in the Mangoky River delta, Madagascar, under influence of natural and human factors. *Forest Ecology and Management.*
- RAUNET, M., 1992. *Ile de Mayotte (Archipel des Comores, Océan Indien), les facteurs de l'érosion des terres et de l'envasement du lagon.* Collectivité Territoriale de Mayotte, Direction de l'Agriculture de Mayotte, CIRAD, Université de la Réunion, 68 p.
- RIVIERE, A., 1977. *Méthodes granulométriques – Techniques et interprétations.* Masson, Paris, 170 p.
- ROBBE, C., 2000. *Déséquilibre des relations de l'homme avec son milieu, au sein de l'espace insulaire mahorais : dynamique et usages de la mangrove (île de Mayotte, Océan Indien, archipel des Comores).* Rapport de stage de DESS, Université de Bourgogne, 47 p.
- ROBERTS, H.H., 1989. Physical processes as agents of sediment transport in carbonate systems: examples from St. Croix, U.S.V.I., *12th Caribbean Geological Conference*, 95-103.
- ROBERTS, H.H., MURRAY, S.P., SUYHADA, J.N., 1977. Physical processes in a fore-reef shelf environment. *Proceedings of the 3rd International Coral Reef Symposium*, Miami, 507-515.
- ROBERTS, H.H., SUHAYDA, J.N., 1983. Wave-current interactions on a shallow reef (Nicaragua, Central America). *Coral Reefs*, 1, 209-214.
- ROBIN, M., GOURMELON, F., 2005. *La télédétection et les SIG dans les espaces côtiers : Éléments de synthèse à travers le parcours de François Cuq.* Norois, 196, 11-21.
- ROLLAND, R., BOULLET, V., QUOD, J.-P., 2005. *Mayotte, biodiversité et évaluation patrimoniale. Contribution à la mise en œuvre de l'inventaire ZNIEFF.* Rapport Direction de l'Agriculture et de la Forêt de Mayotte et Conservatoire Botanique National de Mascarin, 324 p.
- RONNBACK, P., 1999. The ecological basis for economic value of seafood production supported by mangrove ecosystem. *Ecological Economics*, 29, 235-252.
- RÛE, O., 1998. *L'aménagement du Littoral de Guinée.* L'Harmattan, Paris, 312 p.

- SAENGER, P., 2002. *Mangrove Ecology, Silviculture and Conservation*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 372 p.
- SALLENGER, A.H., RICHMOND, B.M., 1984. High frequency sediment level oscillations in the swash zone. *Marine Geology*, 60, 155-164.
- SAMOSORN, B., 2006. *Morphological changes of a small reef island on a platform reef*. Ph.D. Thesis, University of Wollongong, 253 p.
- SAMOSORN, B., WOODROFFE, C.D., 2008. Nearshore wave environments around a sandy cay on a platform reef, Torres Strait, Australia. *Continental Shelf Research*, 28, 16, 2257-2274.
- SCHOUTEN, M.W., RUIJTER, W.P.M., VAN LEEUWEN, P.J., RIDDERINKHOF, H., 2003. Eddies and variability in the Mozambique Channel. *Deep Sea Research II*, 50, 1987-2003.
- SEDRATI, M., 2006. *Morphodynamique transversale et longitudinale de plages à barres intertidales en domaine macrotidal et en conditions de forte agitation : Baie de Wissant, Nord de la France*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 215 p.
- SHEPPARD, C., DIXON, D.J., GOURLAY, M., SHEPPARD, A., PAYET, R., 2005. Coral mortality increases wave energy reaching shore protecting by reef flat: Examples from Seychelles. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences*, 64, 223-234.
- SHOM, 1984. *Instructions nautiques. Océan Indien Sud, Madagascar, îles éparses, terres australes et antarctiques françaises*. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), vol. L9, Paris, pp 161-184
- SHOM, 2000a. *Ile de Mayotte - Partie Est - De Dzaoudzi à la Pointe Sazilé*. Carte marine n°7493, 1 : 35000.
- SHOM, 2000b. *Ile de Mayotte - Partie Nord - De la Passe des Îles Choazil à Dzaoudzi*. Carte marine n°7492, 1 : 35000.
- SHOM, 2004. *Ile de Mayotte - Partie Ouest, De Chissioua Mbouini à la baie d'Acoua*. Carte marine n°7494, 1 : 35000.
- SOUTHON, J., KASHGARIAN, M., FONTUGNE, M., METIVIER, B., YIM, W., 2002. Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia. *Radiocarbon*, 44, 167-180.
- SPALDING, M.D., RAVILIOUS, C., GREEN, E.P., 2001. *World Atlas of Coral Reef*. University of California Press, Berkeley, USA, 424 p.

- SPENCER, T., VILES, H., 2002. Bioconstruction, bioerosion and disturbance on tropical coasts: coral reefs and rocky limestone shores. *Geomorphology*, 48, 23-50.
- STEERS, J.A., STODDART, D.R., 1977. The origin of fringing reefs, barrier reefs and atolls. In JONES, O.A., ENDEAN, R., (Eds), *Biology and Geology of Coral Reefs*. Academic Press, New York, 21-57.
- STEPANIAN, A., 2002. *Evolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres : Omaha Beach (Normandie)*. Thèse de doctorat, Université de Caen, 276 p.
- STERL, A., CAIRES, S., 2005. Climatology, variability and extrema of ocean waves: The web-based KNMI/ERA-40 wave atlas. *International Journal of Climatology*, 25, 963-977.
- STIELTJES, L., 1988. *Carte géologique de la France, Mayotte (Archipel des Comores) et sa notice explicative*. Collectivité territoriale de Mayotte, BRGM, 67 p.
- STODDART, D.R., 1969. Ecology and morphology of Recent coral reefs. *Biological Review*. 44, 433-498.
- STORLAZZI, C.D., JAFFE, B.E., 2008. The relative contribution of processes driving variability in flow, shear, and turbidity over a fringing coral reef: West Maui, Hawaii. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77, 549-564.
- STORLAZZI, C.D., OGSTON, A.S., BOTHNER, M.H., FIELD, M.E., Presto, M.K., 2004. Wave and tidally driven flow and sediment flux across a fringe coral reef: Southern Molokai, Hawaii. *Continental Shelf Research*, 24, 1397-1419.
- STUIVER, M., BRAZIUNAS, T. F. 1998. Anthropogenic and solar components of hemispheric ¹⁴C. *Geophysical Research Letters*, 25, 329-332.
- STUIVER, M., BRAZIUNAS, T. F., BECKER, B., KROMER, B., 1991, Climatic, solar, oceanic and geomagnetic influences of Late- Glacial and Holocene atmospheric 14C/ 12C change. *Quaternary Research*, 35, 1-14.
- STUIVER, M., REIMER, P.J., BRAZIUNAS, T.F., 1998. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, 40, 1127-1151.
- SYMONDS, G., BLACK, K.P., YOUNG, I R., 1995. Wave-driven flow over shallow reefs. *Journal of Geophysical Research*, 100, c2, 2639-2648.
- TAGLIONI, F., 2009. Mayotte s'ancre dans la république française. *EchoGéo*, CNRS, rubrique "Sur le vif" 2009, [En ligne], mis en ligne le 01 juillet 2009. URL : <http://echogeo.revues.org/index11277.html>. Consulté le 01 juillet 2009

- TAMURA, H., NADAOKA, K., PARINGIT, E.C., 2007. Hydrodynamic characteristics of a fringing coral reef on the east coast of Ishigaki Island, southwest Japan. *Coral reefs*, 26, 17-24.
- TANAKA, N., SASAKI, Y., MOWJOOD, M.I.M., JINADASA, K.B.S.N, HOMCHUEN, S., 2007. Coastal vegetation structures and their functions in tsunami protection: experience of the recent Indian Ocean tsunami. *Landscape and Ecology Engineering*, 3, 33-45.
- TARTINVILLE, B., RANCHER, J., 2000. Wave-induced flow over Mururoa Atoll reef. *Journal of Coastal Research*, 16, 3, 776-781.
- TAYLOR, M., RAVILIOUS, C., GREEN, E.P., 2003. *Mangroves of East Africa*. UNEP-WCMC (UNEP World Conservation Monitoring Centre), Cambridge, United Kingdom, 25 p.
- THOMASSIN, B.A., 1984. Les récifs coralliens dans l'Indopacifique ouest : grands types de construction et successions des phases d'édification. *Oceanis*, 10, 1-49.
- THOMASSIN, B.A., 1990. *Les mangroves dans l'île de Mayotte (île haute du canal de Mozambique, S.W. Océan Indien)*. Rapport pour la Direction de l'Équipement, Service de l'Aménagement, Mayotte. 90 p.
- THOMASSIN, B.A., 1999a. Mayotte, île volcanique à large lagon (N. Canal de Mozambique, Océan Indien) : sa construction et celle de ses récifs coralliens (1^{ère} partie). *Journal des Naturalistes, Historiens et Géographes de Mayotte*. 1, 4-18.
- THOMASSIN, B.A., 1999b. Mayotte, île volcanique à large lagon (N. Canal de Mozambique, Océan Indien) : sa construction et celle de ses récifs coralliens (2^{ème} partie). *Journal des Naturalistes, Historiens et Géographes de Mayotte*. 2, 21-30.
- THOMASSIN, B.A., ARNOUX, A., BERLAND, B., BECHEMIN, C., PICHON, M., FERTILLE, J.C., MARSHALL, C., ROY D., 1998. *Les récifs coralliens frangeants de l'île de Mayotte (Grande Terre) : réexamen de l'état de santé et bilan de la qualité des eaux côtières (14 septembre-15 octobre 1997)*. Rapport G.I.S. LagMay, Centre d'Océanologie de Marseille, Direction de l'Agriculture et de la Forêt de Mayotte, 61 p.
- THOMASSIN, B.A., ARNOUX, A., COUDRAY, J., FROGET, C, GOUT, B., KOUYOUMONTZAKIS, G., MASSE, J.-P., REYRE, Y., REYS, J.-P., 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. *Bulletin de la Société géologique de France*, 5, 1235-1251.

- THORNTON, E. B., GUZA, R. T., 1983. Transformation of wave height distribution. *Journal of Geophysical Research*, 88, 5925-5938.
- TITUS, J.G., 2005. Greenhouse effect and global warming. In: Schwartz, M., *Encyclopedia of coastal science*, Springer ed., 494-502.
- TOMLINSON, P.B., 1996. *The botany of Mangroves*. Cambridge University Press, 433 p.
- TSE, P., NIP, T.H.M., WONG, C.K., 2008. Nursery function of mangrove: A comparison with mudflats in terms of fish species composition and fish diet. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 80, 235-242.
- UNEP-WCMC, 2002. *Distribution of coral, mangrove and seagrass diversity*. UNEP/GRID-Arendal Maps and Graphics Library, http://maps.grida.no/go/graphic/distribution_of_coral_mangrove_and_seagrass_diversity
- UNEP-WCMC, 2006. *In the front line: shoreline protection and other ecosystem services from mangroves and coral reefs*. UNEP-WCMC, Cambridge, UK, 33 p.
- UNESCO, 2003. Monitoring beach changes as an integral component of coastal management. Final report of the project on: Institutional strengthening of beach management capabilities in the Organisation of Eastern Caribbean States and the Turks and Caicos Islands. *CSI info*, 15, UNESCO, Paris, 90 p. www.unesco.org/csi/pub/info/mon.htm
- VALEILA, I., BOWEN, J.L., YORK, J.K., 2001. Mangrove forests: One of the world's threatened major tropical environments. *Bioscience*, 51, 807-815.
- VAN SANTEN, P., AUGUSTINUS, P.G.E.F., JANSSEN-STELDER, B.M., QUARTEL, S., TRI, N.H., 2007. Sedimentation in an estuarine mangrove ecosystem. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 566-575.
- VAN STRYDONCK, M., 1995. *Le radiocarbone, une mesure du passé*. Institut royal du patrimoine artistique (IRPA-KIK), Bruxelles, 80 p.
- VERHEYDEN, A., DAHDOUH-GUEBAS, F., THOMAES, K., DE GENST, W., HETTIARACHCHI, S., KOEDAM, N., 2002. High resolution vegetation data for research as obtained from aerial photography. *Environment, Development and Sustainability*, 4, 113-133.
- VERON, J.E.N., 2000. *Corals of the World*. Vol 1-3. Australian Institute of Marine Science.
- VERWEIJ, M.C., NAGELKERKEN, I., DE GRAAFF, D., PEETERS, M., BAKKER, E.J., VAN DER VELDE, G., 2006. Structure, food and shade attract juvenile coral reef fish to mangrove and seagrass habitats: a field experiment. *Marine Ecology Progress Series*, 306, 257-268. doi:10.3354/meps306257

- VICTOR, S., GOLBUU, Y., WOLANSKI, E., RICHMOND, R., 2004. Fine sediment trapping in two mangrove-fringed estuaries exposed to contrasting land-use intensity, Palau, Micronesia, *Wetlands Ecology and Management*, 12, 277-283.
- VICTOR, S., NETH, L., GOLBUU, Y., WOLANSKI, E., RICHMOND, R.H., 2006. Sedimentation in mangroves and coral reefs in a wet tropical island, Pohnpei, Micronesia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 66, 409-416.
- VILES, H.A. (Ed.), 1988. *Biogeomorphology*. Blackwell, Oxford, 365 p.
- VO-LUONG, P., MASSEL, S.R., 2006. Experiments on wave motion and suspended sediment concentration at Nang Hai, Can Gio mangrove forest, Southern Vietnam. *Oceanologia*, 48, 23-40.
- VO-LUONG, P., MASSEL, S.R., 2008. Energy dissipation in non-uniform mangrove forests of arbitrary depth. *Journal of Marine Systems*, 74, 603-622.
- WEBSTER, P.J., MOORE, A.M., LOSCHNIGG, J.P., LEBEN, R.R., 1999. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. *Nature*, 401, 356-360.
- WICKEL, J., THOMASSIN, B.A., 2005. *Les récifs coralliens frangeants de l'île de Mayotte (Grande Terre) : bilan de l'état de santé en 2004 et évolution depuis 1989*. Rapport ESPACES pour le compte de la DAF Mayotte, 100 p.
- WIENS, H.J. 1962. Atoll environment and ecology. Yale University Press, New Haven and London, 532 p.
- WIGLEY, T.M.L., RAPPER, S.C.B, 2001. Interpretations of high projections of global mean warming. *Science*, 293, 451-454.
- WIJNBERG, K.M., KROON, A., 2002. Barred beaches. *Geomorphology*, 48, 103-120
- WILKIE., M.L., FORTUNA, S., 2003. *Status and trends in mangrove area extent worldwide*. Forest Resources Assessment Working Paper 63. Forest Resources Division, FAO, Rome. <http://www.fao.org/docrep/007/j1533e/J1533E00.htm>.
- WILKINSON, C. (ed.), 2008. *Status of coral reefs of the world: 2008*. Global Coral Reef Monitoring Network and Reef and Rainforest Research Center, Townsville, Australia. 296 p.
- WOLANSKI, E., 1995. Transport of sediment in mangrove swamps. *Hydrobiologia*, 295, 31-42.
- WOLANSKI, E., 2001. *Oceanographic Processes of Coral Reefs: Physical and Biological Links in the Great Barrier Reef*. CRC Press, Boca Raton, Florida, 356 p.

- WOLANSKI, E., CHAPPELL, J., 1996. The response of tropical Australian estuaries to a sea level rise. *Journal of Marine Systems*, 7, 267-279.
- WOLANSKI, E., KING, B., 1990. Flushing of Bowden Reef lagoon, Great Barrier Reef. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 31, 789-804.
- WOLANSKI, E., MAZDA, Y., FURUKAWA, K., RIDD, P.V., KITHEKA, J., SPAGNOL, S., STIEGLITZ, T., 2001. Water circulation in mangroves, and its implications for biodiversity. In WOLANSKI, E. (Ed.), *Oceanographic Processes of Coral Reefs. Physical and Biological Links in the Great Barrier Reef*, CRC Press, Boca Raton, Florida, 53-76.
- WOLANSKI, E., RICHMOND, R.H., DAVIS, G., BONITO, V., 2003. Water and fine sediment dynamics in transient river plumes in a small, reef-fringed bay, Guam. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 56, 1029-1040.
- WOLANSKI, E., RIDD, P.V., 1986. Tidal mixing and trapping in mangrove swamps. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 23, 759-771.
- WOODROFFE, C.D., 1990. The impact of sea-level rise on mangrove shorelines. *Progress in Physical Geography*, 14, 483-520.
- WOODROFFE, C.D., 1992. Mangrove sediments and geomorphology. In: ALONGI, D., ROBERTSON, A. (Eds), *Tropical Mangrove Ecosystems*. American Geophysical Union, Coastal and Estuarine Studies, 7-41.
- WOODROFFE, C.D., 2000. Biogeomorphological response of tropical coasts to environmental change. *Proceedings of the APN/SURVAS/LOICZ Joint Conference on Coastal Impacts of Climate Change and Adaption in the Asia-Pacific Region*, Kobe, Japan, 14-16 november 2006.
- WOODROFFE, C.D., 2002. *Coasts: Form, Process and Evolution*. Cambridge University Press, Cambridge, 623 p.
- WOODROFFE, C.D., GRIME, D., 1999. Storm impact and evolution of a mangrove-fringed chenier plain, Shoal Bay, Darwin, Australia. *Marine Geology*, 159, 303-321.
- WOODWORTH, P.L., GREGORY, J.M., NICHOLLS, R.J., 2004. Long term sea-level changes and their impacts. In: ROBINSON, A.R., BRINK, K. (eds.) *The Sea, Volume 13, The Global Coastal Ocean*. Harvard, USA, Harvard University Press, 715-753.
- WRIGHT, L.D., SHORT, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.

- WRIGHT, L.D., THOM, B.G., 1977. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography*, 1, 412-459.
- YAMANO, H., KAYANNE, H., YONEKURA, N., NAKAMRA, H., KUDO, K., 1998. Water circulation in a fringing reef located in a monsoon area: Kabira Reef, Ishigaki Island, southwest Japan. *Coral Reefs*, 17, 89-99.
- YANAGISAWA, H., KOSHIMURA, S., GOTO, K., MIYAGI, T., IMAMURA, A., RUANGRASSAMEE, A., TANAVUD, C., 2009. The reduction effects of mangrove forest on a tsunami based on field surveys at Pakarang Cape, Thailand and numerical analysis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 81, 27-37.
- YOUNG, I.R., 1989. Wave transformation over coral reefs. *Journal of Geophysical Research*, 94, 9779-9789.
- ZINKE, J., 2000. *Sedimentological evolution of the lagoon of Mayotte (Comoro Archipelago, SW Indian Ocean, 13°S, 45°E) during the Holocene*. PhD-thesis, Christian-Albrechts Univ. Kiel, Germany, 204 p.
- ZINKE, J., DULLO, W.-C., HEISS, G. A., EISENHAUER, A., 2004. ENSO and Indian Ocean subtropical dipole variability is recorded in a coral record off southwest Madagascar for the period 1659–1995, *Earth and Planetary Science Letters*, 228, 177-194.
- ZINKE, J., PFEIFFER, M., TIMM, O., DULLO, W.-C., KROON, D., THOMASSIN, B.A., 2008. Mayotte coral reveals hydrological changes in the western Indian Ocean between 1881 and 1994, *Geophysical Research Letters*, 35, L23707, doi:10.1029/2008GL035634.
- ZINKE, J., REIJMER, J.J.G., TAVIANI, M., DULLO, W.-C., THOMASSIN, B.A., 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, J.J.G., THOMASSIN, B.A., 2001. Seismic architecture and sediment distribution within the Holocene barrier reef-lagoon complex of Mayotte (Comoro archipelago SW Indian Ocean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175, 343-368.
- ZINKE, J., REIJMER, J.J.G., THOMASSIN, B.A., 2003a. Systems tracts sedimentology in the lagoon of Mayotte associated with the Holocene transgression. *Sedimentary Geology*, 160, 57-79.

ZINKE, J., REIJMER, J.J.G., THOMASSIN, B.A., DULLO, W.-C., 2003b. Postglacial flooding history of Mayotte Lagoon (Comoro Archipelago, southwest Indian Ocean). *Marine Geology*, 194, 181-196.

Liste des figures

Introduction

- Figure 0.1 : Cadre simplifié du système morphodynamique en milieu récifal. La ligne grise en pointillés dénote le contrôle du niveau marin sur le développement récifal (d'après [Kench et Brander, 2006](#)).....2

Chapitre 1 – Etat de l’art – Les aspects physiques des environnements récifaux et à mangroves

- Figure 1.1 : Distribution des récifs et diversité corallienne (d'après [Veron, 2000](#) modifié).6
- Figure 1.2 : Typologie des structures récifales et série évolutive de l’île haute volcanique sans récif corallien à l’atoll, par suite de la subsidence et de l’établissement des récifs coralliens.7
- Figure 1.3 : Les différentes stratégies de développement et de croissance récifale face à la montée du niveau marin (d'après [Neumann et Macintyre, 1985](#))..... 9
- Figure 1.4 : Visualisation des transformations des vagues sur un récif corallien (a) réfraction, (b) libération d’harmonique, (c) *shoaling*, (d) déferlement et (e) diffraction (Image Google Earth®).10
- Figure 1.5 : Zonation schématique d’un récif et des processus de transformations des vagues associés.11
- Figure 1.6 : Effets de la marée sur la hauteur des vagues. W1 est l’appareil de mesure le plus éloigné du front récifal (d'après [Kench et Brander, 2004](#)).12

Figure 1.7 :	Schéma conceptuel des processus sédimentaires pour un récif frangeant (Storlazzi <i>et al.</i> , 2004)	15
Figure 1.8 :	Schéma conceptuel des interactions sub-morphodynamique qui contrôlent les processus hydrosédimentaires dans les environnements récifaux (d'après Daly et Brander, 2006 modifié).....	16
Figure 1.9 :	Courbe de remontée du niveau marin à Mayotte (ligne noire) et croissance récifale associée (triangle) (d'après Camoin <i>et al.</i> , 2004)	18
Figure 1.10 :	Photographie et coupe transversale d'un récif frangeant (Plage de N'gouja, sud de Mayotte. Photographie R. Rolland).....	19
Figure 1.11 :	Différences morphologiques entre les deux récifs barrières les plus longs de Mayotte : (1) Récif du Nord-est et (2) Récif du Sud. Images Google Earth® 2006.	21
Figure 1.12 :	Photographie et coupe transversale d'une portion du récif barrière de Mayotte, Récif du Sable Blanc et en arrière plan Récif du Sud (cliché réalisé à marée descendante en février 2008).	23
Figure 1.13 :	Coupe transversale généralisée du système récifo-lagonaire de Mayotte. (d'après Zinke <i>et al.</i> , 2001 in Montaggioni, 2005).....	25
Figure 1.14 :	Carte géomorphologique des récifs de Mayotte (d'après Porcher <i>et al.</i> , 2002 modifié et Durand et Thomassin, 1992).	27
Figure 1.15 :	Distribution et diversité des mangroves (d'après UNEP-WCMC, 2002).....	28
Figure 1.16 :	Les différents types de mangroves (d'après Clintron et Novelli, 1984 ; Mazda, 2007)	30
Figure 1.17 :	Quelques espèces de palétuviers mahoraises mettant en évidence les différences de l'architecture des parties aériennes des palétuviers et plus particulièrement des racines : (1) <i>Avicennia marina</i> , (2) <i>Sonneratia alba</i> , (3) <i>Rhizophora mucronata</i> et (4) <i>Ceriops tagal</i>	31

Figure 1.18 :	Différence de réduction de l'énergie des vagues (1) avec palétuviers et (2) sans palétuviers (d'après Mazda <i>et al.</i> , 1997a, 1997b).....	32
Figure 1.19 :	Répartition et dénomination des principales mangroves de Mayotte (d'après Fromard, 2000 ; Laulan <i>et al.</i> , 2006).....	36
Figure 1.20 :	Photographies des 7 espèces de palétuviers de Mayotte présentant les principales caractéristiques morphologiques des racines, troncs, feuilles et fruits. Photographies de M. Jeanson exceptées <i>Xylocarpus granatum</i> : F. Barthelat et C. Robbe.....	38
Figure 1.21 :	Zonation idéale d'une mangrove mahoraise (d'après BURGEAP, 1998).....	40
Figure 1.22 :	Schématisation des principales interactions entre les récifs coralliens et les mangroves.....	45

Chapitre 2 – Problématique de recherche et présentation du site d'étude

Figure 2.1 :	Evolution de l'état de santé des récifs frangeants de Mayotte entre 1989 et 2004 (Wickel et Thomassin, 2005).....	50
Figure 2.2 :	Evolution de la population mahoraise depuis le début du 19 ^{ème} siècle d'après Gevrey (1870) et INSEE (2007).	51
Figure 2.3 :	Localisation de Mayotte dans l'océan Indien occidental et carte géographique simplifiée.....	54
Figure 2.4 :	(1) Cadre simplifié de la trace supposée du point chaud des Comores, depuis l'atoll des Glorieuses à l'est jusqu'au volcan actif de Grande Comore à l'ouest (volcan du Karthala à 2263 m). (2) Carte schématique des grands ensembles géologiques et des structures tectoniques supposées de Mayotte, d'après Stieltjes (1988), Audru <i>et al.</i> (2002, 2003), Debeuf (2004) et in Audru <i>et al.</i> 2006.	56

Figure 2.5 :	Carte sismotectonique du canal du Mozambique d'après Bertil et Regnoul (1998).....	57
Figure 2.6 :	(1) Régime des vents dominants et isohyètes du module moyen annuel (mm). Années complètes 1934 – 1997 (d'après Lapègue, 1999). (2) Diagramme ombrothermique de la station de Pamandzi (normales 1951-2005, source Météo France Mayotte).	60
Figure 2.7 :	Caractéristiques des houles dans la zone 0°-20° Sud et 40°-50° Est. (d'après SHOM, 1984).	63
Figure 2.8 :	Courants de marée le 21/11/07, au flot (1) et au jusant (2). Résultats d'un modèle courantologique (Idier <i>et al.</i> , 2008).	65
Figure 2.9 :	Trajectoires des perturbations s'étant approchées à moins de 300 km de Mayotte au stade de cyclone tropical (1967-2007).....	67
Figure 2.10 :	Exemples de simulations des conditions hydrodynamiques générées par un cyclone d'après De La Torre <i>et al.</i> (2008) : (A) H_s pour une houle de sud-ouest du cyclone Kamisy ; (B) set-up pour une marée basse et une houle de nord-est d'un cyclone très intense potentiel.	68

Chapitre 3 – Approche méthodologique

Figure 3.1 :	Photographie d'un Midas DWR.....	71
Figure 3.2 :	Photographies d'ADCP déployés sur le récif barrière sud de Mayotte (1) et sur la plage de Trévani (2).	72
Figure 3.3 :	Photographies d'un ADV Nortek déployé sur un platier de récif frangeant (1), dans une mangrove (2) et schéma de l'appareil (3) clichés M. Jeanson	73
Figure 3.4 :	Décomposition du vecteur de courant moyen (V_m) en courants longitudinaux (V_l) et transversaux (V_t).....	76

Figure 3.5 :	Co-déploiement d'un ADV, d'un ADCP et d'un Midas DWR à Dunkerque (a) ; comparaison de la hauteur significative de la houle (b) ; corrélation de la hauteur significative de la houle entre l'ADCP et l'ADV (c), l'ADCP et le Midas DWR (d) et entre l'ADV et le Midas DWR (e).	77
Figure 3.6 :	Station électronique de mesures topographiques Leica TC 407 et canne surmontée du réflecteur (1). Exemple de profil topographique (2).	78
Figure 3.7 :	Exemple d'un profil topographique et d'un semis de points pour l'établissement d'un MNT (Exemple du MNT 1 dans la mangrove de Dapani, février 2007).....	79
Figure 3.8 :	Configuration <i>in situ</i> des piquets et réalisation d'une mesure (1). Schéma et principe de la mesure des variations topographiques avec des piquets (2), d'après Degryse-Kulkari (2003) modifié.....	80
Figure 3.9 :	Altimètre immergeable ALTUS. (1) Détails des principaux composants de l'appareil (Deloffre, 2005), (2) photographie <i>in situ</i> et (3) schéma de déploiement (Ifremer).....	81
Figure 3.10 :	Lacunes annuelles des données hémihoraires	85

Chapitre 4 – Caractérisation de l'évolution des mangroves mahoraises

Figure 4.1 :	Localisation des mangroves étudiées par analyse diachronique de photographies aériennes.....	91
Figure 4.2 :	Profil topographique AB et formations végétales associées, mangrove de Bandraboua, février 2008.	92
Figure 4.3 :	Photographie aérienne de la mangrove de Bandraboua (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1969 et 2003 et localisation du transect AB.....	93

Figure 4.4 :	Photographie aérienne de la mangrove de Dzoumogné (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1969 et 2003.....	95
Figure 4.5 :	Photographie aérienne de la mangrove de Longoni (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.....	96
Figure 4.6 :	Photographie aérienne des mangroves de Miangani (à gauche) et de Kangani (à droite) (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.....	97
Figure 4.7 :	Profil topographique AB et formations végétales associées, mangrove de Majicavo Koropa, février 2008.....	98
Figure 4.8 :	Photographie aérienne des mangroves de Majicavo Koropa (à gauche) et de Majicavo Lamir (à droite) (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1950 et 2003 et localisation du transect CD.....	99
Figure 4.9 :	Photographie aérienne de la mangrove de Mgombani-Baobab (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.....	100
Figure 4.10 :	Profil topographique EF et formations végétales associées, mangrove de Passamaïnti-Tsoundzou, février 2006.....	101
Figure 4.11 :	Photographie aérienne de la mangrove de Passamaïnti-Tsoundzou (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1950 et 2003 et localisation du transect EF.....	102
Figure 4.12 :	Photographie aérienne de la mangrove d'Ironi Bé (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1969 et 2003.....	103
Figure 4.13 :	Photographie aérienne de la mangrove de Dembéni (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.....	104
Figure 4.14 :	Photographie aérienne de la mangrove de Hajangoua-Iloni (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1969 et 2003.....	106

Figure 4.15 :	Photographie aérienne de la mangrove de Hajangoua-Sud (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.....	107
Figure 4.16 :	Profil topographique GH et formations végétales associées, mangrove de Bandrélé, février 2008.	108
Figure 4.17 :	Photographie aérienne de la mangrove de Bandrélé (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1950 et 2003 et localisation du transect GH	109
Figure 4.18 :	Profil topographique IJ et formations végétales associées, mangrove de Mounyambani, février 2008.	110
Figure 4.19 :	Photographie aérienne de la mangrove de Mounyambani (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1969 et 2003 et localisation du transect IJ	111
Figure 4.20 :	Profil topographique KL et formations végétales associées, mangrove de Dapani, février 2008.	113
Figure 4.21 :	Photographie aérienne de la mangrove de Dapani (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1950 et 2003 et localisation du transect KL.	114
Figure 4.22 :	Profil topographique MN et formations végétales associées, mangrove de Mronabéja, février 2008.	115
Figure 4.23 :	Photographie aérienne de la mangrove de Mronabéja (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1950 et 2003 et localisation du transect MN.....	116
Figure 4.24 :	Profil topographique OP et formations végétales associées, mangrove de Kani Kéli, février 2008.	117
Figure 4.25 :	Photographie aérienne de la mangrove de Kani Kéli (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1950 et 2003 et localisation du transect OP	118
Figure 4.26 :	Profil topographique QR et formations végétales associées, mangrove de Mzouazia, février 2008.....	119

Figure 4.27 :	Photographie aérienne de la mangrove de Mzouazia (IGN, 2003), évolution surfacique entre 1950 et 2003 et localisation du transect QR.....	120
Figure 4.28 :	Photographie aérienne de la partie sud de la mangrove de la Baie de Bouéni (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003	122
Figure 4.29 :	Photographie aérienne de la partie nord de la mangrove de la Baie de Bouéni (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.....	123
Figure 4.30 :	Photographie aérienne de la mangrove de Chiconi (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.....	125
Figure 4.31 :	Photographie aérienne de la mangrove de Tsingoni (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1950 et 2003.....	128
Figure 4.32 :	Photographie aérienne de la mangrove de Soulou (IGN, 2003) et évolution surfacique entre 1969 et 2003.....	130
Figure 4.33 :	Evolution surfacique des mangroves au niveau de leurs marges terrestres (ha) pour la période 1950-1969 (a), 1969-1989 (b) 1989-1997 (c) et 1997-2003 (d).....	136
Figure 4.34 :	Synthèse de l'évolution des marges terrestres des mangroves mahoraises (ha) sur la période 1950-2003 (* 1969-2003).....	140
Figure 4.35 :	Evolution surfacique des mangroves au niveau des front lagonaire (ha) pour la période 1950-1969 (a), 1969-1989 (b) 1989-1997 (c) et 1997-2003 (d)..	143
Figure 4.36 :	Evolution surfacique des mangroves au niveau du front lagonaire en hectare sur la période 1950-2003 (* 1969-2003).	146
Figure 4.37 :	Schéma de synthèse de l'évolution des marges lagonaires des mangroves de Mayotte entre 1950 et 2003 (*1969 et 2003).....	148

Chapitre 5 – Les agents météo-marins et l’hydrodynamisme lagonaire.

- Figure 5.1 : Caractéristiques générales des vents pour la région de Mayotte pour la période (1951-2007), (a) magnitude relative de l’action du vent en %, (b) vitesse moyenne du vent ($m.s^{-1}$) et (c) vitesse maximal du vent ($m.s^{-1}$) d’après l’analyse des données fournies par Météo-France.....152
- Figure 5.2 : Caractéristiques mensuelles des vents à Mayotte. a) Fréquence mensuelle des vents par secteur en %, b) vitesse moyenne des vents ($m.s^{-1}$) d’après l’analyse des données fournies par Météo-France.....153
- Figure 5.3 : Caractéristique des houles océaniques de la région de Mayotte (11-15°S, 43-47°E) pour la période 1960-2000, données fournies par le *Southern African Data Centre for Oceanography*, Stellenbosch, Afrique du Sud). (a) Hauteur significative moyenne des houles en m. (b) Fréquence mensuelle des vents par secteur en %. (c) Rose des houles.....156
- Figure 5.4 : Hauteur significative des houles océanique à proximité de Mayotte (13°S, 45°E ; période du 01/01/2006 au 31/12/2008). Les lettres A désignent des renforcements d’alizés remarquables, TT et CT matérialisent respectivement les tempêtes tropicales et cyclones tropicaux qui sont passés à moins de 300 km de Mayotte durant la période d’enregistrement (Données Ssalto/Duacs distribuées par AVISO avec le soutien du CNES).158
- Figure 5.5 : Synthèse des conditions hydrodynamiques représentatives de l’agitation au cours de l’hiver austral (a-d) et de l’été austral (e-h). Campagne de Juin 2007 : (a) vitesse et direction des vents, (b) hauteur d’eau, (c) hauteur significative de la houle, (d) période pic. Campagne de mars 2008 : (e) vitesse et direction des vents, (f) hauteur d’eau, (g) hauteur significative de la houle, (h) période pic. Les données de vents ont été fournies par le centre Météo-France de Mayotte.....159
- Figure 5.6 : Localisation des instruments de mesures.....160

Figure 5.7 :	Sélection de spectres de houles associés aux <i>bursts</i> de pleine mer représentatifs des conditions calmes (a) et agitées (b) lors de l’hiver austral. A noter la différence de l’échelle de l’énergie spectrale entre les deux graphiques.....	161
Figure 5.8 :	Sélection de spectres de houles associés aux <i>bursts</i> de pleine mer représentatifs des conditions calmes (a) et agitées (b) lors de l’été austral. A noter la différence de l’échelle de l’énergie spectrale entre les deux graphiques.....	162
Figure 5.9 :	(a) Carte de localisation des instruments de mesures (b) Profils bathymétriques du lagon nord et sud de Mayotte au niveau des radiales instrumentées dans cette étude. Les profils bathymétriques sont extraits d’un MNT réalisé par le BRGM à partir des cartes bathymétriques du Service Hydrographique et Océanographiques de la Marine (SHOM, 2000a, 2000b, 2004).....	164
Figure 5.10 :	Images satellitales infrarouge du cyclone tropical Jokwe lors des pics d’intensité des vents : (a) le 06/03/2009 12h00 UTC et (b) le 07/03/2009 12h00 UTC (© Eumetsat 2008). (Météo-France, C.M.R.S. de la Réunion).....	166
Figure 5.11 :	Synthèse des conditions hydrodynamiques du 28 au 11 mars 2008. (a) vitesse et direction des vents, (b) variations du niveau d’eau, (c) (d) (e) et (f) hauteur significative et fréquence pic des houles enregistrées par chaque instrument. Les données de vent ont été fournies par Météo-France	167
Figure 5.12 :	Relation entre les hauteurs d’eau et les hauteurs significatives de la houle au niveau (a) de la pente externe du récif barrière nord, (b) littoral nord, (c) pente externe du récif barrière sud et (d) littoral sud.....	168
Figure 5.13 :	Différence de marnage entre les récifs barrières nord et sud. (a) Variations des hauteurs d’eau par rapport aux niveaux marins moyens. (b) Différence de hauteur d’eau entre le récif barrière nord et le récif barrière sud.....	169

Figure 5.14 :	Atténuation de l'énergie de la houle (δE) pour la radiale nord (a) et sud (b) (ligne verte). Pour chaque radiale, les hauteurs significatives des houles au niveau du récif barrière (ligne bleue) et du littoral (ligne rouge) sont également représentées pour une meilleure appréhension des résultats	170
Figure 5.15 :	Sélection de spectres de houles associés aux <i>bursts</i> de pleine mer (vives-eaux). Radiale nord : conditions calmes (a) et agitées (b) ; Radiale sud : conditions calmes (c) et agitées (d).	171
Figure 5.16 :	Relation entre l'atténuation de l'énergie des houles et les variations relatives du niveau d'eau.	172
Figure 5.17 :	Relation entre l'atténuation de l'énergie des houles et la hauteur relative de vagues (γ). La ligne brisée représente le seuil théorique entre les conditions de non-déferlement ($\gamma < 0,55$) et de déferlement ($\gamma > 0,55$).	173
Figure 5.18 :	Localisation des instruments déployés pour la radiale hydrodynamique double récif barrière/littoral (Image satellitale GoogleEarth©, 26/06/2005, 12°59'00''S – 45°06'50''E)	176
Figure 5.19 :	Synthèse des paramètres des houles et du vent associé lors de la campagne double barrière/littoral. Les traits en bleu et rouge présentent respectivement les données enregistrées sur la double barrière récifale et sur le littoral. Les appareils sont localisés dans la figure 5.18	177
Figure 5.20 :	Relation entre l'atténuation de l'énergie des vagues et la hauteur d'eau (a) et sélection de spectres de houles associés aux <i>bursts</i> de pleine mer représentatifs des conditions calmes (b) et agitées (c).....	178
Figure 5.21 :	Déploiements des courantomètres houlographes sur le site de Mtsanga Gouéla, commune de Bouéni. (a) Photographie aérienne oblique montrant les différentes unités morphologiques du récif frangeant ainsi que la localisation des appareils (photographie prise en période de vives-eaux le 08 mars 2008, cliché M. Jeanson). (b) Profil topographique de la plage et du récif frangeant et localisation des instruments de mesures précédemment mentionnés dans le tableau 5.7	181

Figure 5.22 :	Synthèse des conditions hydrodynamiques et du vent associé lors de la campagne de juin 2007 sur le récif frangeant de Mtsanga Gouéla. Les traits en bleu, noir à point et rouge présentent respectivement les données au point J1, J2 et J3 localisés dans la figure 5.21	182
Figure 5.23 :	Vues longitudinale (a) et transversale (b) de la limite entre le chenal et le platier détritique du récif frangeant (Clichés M. Jeanson, 23/02/2008)	183
Figure 5.24 :	Synthèse des paramètres des houles et du vent associé lors de la campagne de février 2008 sur le récif frangeant de Mtsanga Gouéla. Les traits en bleu, noir à point et rouge présentent respectivement les données au point F1, F2 et F3 localisés dans la figure 5.21	184
Figure 5.25 :	Atténuation de l'énergie des vagues à travers le récif frangeant de Mtsanga Gouéla (a) ; relation entre l'atténuation de l'énergie des houles et les variations de la hauteur d'eau (b) ; relation entre l'atténuation de l'énergie des houles et la hauteur relative de vagues (γ).....	185
Figure 5.26 :	Atténuation de la hauteur significative de la houle en fonction de la distance depuis le front récifal sur le récif frangeant de Mtsanga Gouéla.....	186
Figure 5.27 :	Déploiement des courantomètres houlographes sur le site de Bandrélé (image satellitale GoogleEarth©: 08/06/2005 ; 12°54'54.68''S – 45°04'42.80''E).....	189
Figure 5.28 :	Synthèse des conditions hydrodynamiques et du vent associé lors de la campagne des 12 et 13 mars 2008 sur le récif frangeant de Bandrélé. Les traits en bleu et rouge présentent respectivement les données mesurées par les appareils Ban1 et Ban2 localisés dans la figure 5.28	190
Figure 5.29 :	Roses des courants lors de la campagne des 12 et 13 mars 2008 sur le récif frangeant de Bandrélé. (a) et (b) roses des courants au point de mesure Ban1 respectivement à +0,5 m et +1,5 m au dessus du substrat ; (c) et (d) roses des courants au point de mesure Ban2 respectivement à +0,5 m et +1,5 m au dessus du substrat. Les appareils Ban1 et Ban2 sont localisés dans la figure 5.27	191

Chapitre 6 – L’influence lagonaire sur la morphodynamique des mangroves.

- Figure 6.1 : Les différentes caractéristiques morphologiques des fronts récifaux rencontrés en avant des mangroves. (a) pente détritique sablo-vaseuse, (b) faciès de fond de baie à micro-atolls et (c) platier continu (d’après Wickel et Thomassin, 2005).....197
- Figure 6.2 : Localisation des barres sableuses intertidales à Mayotte.....200
- Figure 6.3 : Photographies de barres sableuses intertidales en avant de mangroves. (a) Mangrove de Passamaïnti, (b) mangrove de Bandrélé, (c) et (d) mangrove de Mounyambani, (e) mangrove de la Baie de Bouéni et (f) mangrove de Dapani. Clichés M. Jeanson exceptés (c) P. Laulan202
- Figure 6.4 : Exemples de profils topographiques réalisés au sein de la mangrove présentant des barres sableuses intertidales203
- Figure 6.5 : Photographies aériennes (IGN) montrant l’extension de la mangrove de Mounyambani (flèche rouge) sous l’influence du développement d’une barre sableuse sur le bas estran (flèche noire)204
- Figure 6.6 : Photographies aériennes (IGN) montrant l’extension de la mangrove de Mounyambani (flèche rouge) sous l’influence du développement et de l’importante mobilité des barres sableuses sur l’estrans. La comparaison des profils topographiques illustre les mouvements sédimentaires importants de la zone intertidale.....205
- Figure 6.7 : Photographies montrant l’influence des barres sableuses sur l’évolution du front de mangrove de Bandrélé. (a) Chenal entre le front externe de la mangrove et une barre sableuse et déchaussement de palétuviers ; (b) pénétration d’une barre dans la formation externe à *Sonneratia alba* et dépérissement de palétuviers ; (Clichés M. Jeanson, 13/03/2008)207

Figure 6.8 :	Photographies montrant la migration <i>cross-shore</i> de la barre entre février 2007 (a) et juin 2007 (b) ainsi que le comblement du chenal d'écoulement des eaux. La flèche rouge indique un palétuvier visible entre les deux photographies servant de repère (clichés M. Jeanson)	207
Figure 6.9 :	Les MNT réalisés dans le secteur central de la mangrove de Dapani (a) ; les points rouges représentent la position des palétuviers présents dans le MNT. (b) Localisation du MNT dans la mangrove de Dapani (Image satellitale Google Earth ®, 26/06/2005, 12°58'36''S – 45°09'42''E).....	208
Figure 6.10 :	Schéma de l'articulation morphodynamique du système barres/mangroves à Mayotte. En rouge les actions dynamiques et en vert les conséquences morphodynamiques.....	210
Figure 6.11 :	Evolution du profil P100 dans la mangrove de Mronabéja. (a) Superposition des profils topographiques ; (b) variation d'altitude entre février 2005 et février 2008. cf. figure 4.23 pour la localisation du profil.....	211
Figure 6.12 :	Evolution de la partie supérieure du cordon sableux au niveau du profil P100 au sein de la mangrove de Mronabéja	212
Figure 6.13 :	Evolution du profil P100 au sein de la baie de Tsingoni. (a) Superposition des profils topographiques ; (b) variation d'altitude entre février 2005 et mars 2008	213
Figure 6.14 :	Evolution de la partie supérieure du cordon sableux au niveau du profil P100 au sein de la baie de Tsingoni. (a) Photographie d'un épandage sableux dans la mangrove en arrière du cordon ; la flèche indique le sens de migration (cliché M. Jeanson, 15/03/2008). (b) Superposition des profils topographiques du cordon sableux	213
Figure 6.15 :	Phénomènes d'érosion aux niveaux de la formation externe à <i>Sonneratia alba</i> (a) et de la formation à <i>Rhizophora mucronata</i> auparavant en position interne ; (c) ensablement des formations internes à <i>Rhizophora mucronata</i> et <i>Avicennia marina</i> en arrière de la mangrove (Clichés M. Jeanson, 20/02/2007 et 20/06/2007).....	214

Figure 6.16 :	Photographies montrant les processus de <i>washover</i> . (a) Photographie aérienne prise à marée haute du secteur proche du profil P300 et montrant le déferlement et le débordement des vagues sur la crête du cordon (Cliché Les passagers du vent, 09/08/2006). (b) Epandage sédimentaire en forme d'éventail lié au processus de <i>washover</i> en arrière de la crête du cordon sableux entre les profils P200 et P300 (cliché M. Jeanson ; 28/02/2008)	215
Figure 6.17 :	Evolution des profils topographiques au sein de la mangrove de Dapani. a : P100, b : P200, c : P300 et d : P400. Pour chaque profil sont présentées : une superposition des différents levés et la variation d'altitude entre février 2005 et février 2008 (P100, P200 et P300) et entre juin 2007 et février 2008 (P400)	216
Figure 6.18 :	Evolution de la partie supérieure du cordon sableux au niveau du profil P100, P200, P300 et P400 au sein de la mangrove de Dapani.....	217
Figure 6.19 :	Les MNT réalisés dans le secteur est de la mangrove de Dapani (MNT n°1). Les points rouges représentent la position des palétuviers qui constituent la frange externe de la mangrove. La localisation du MNT est donnée dans la figure 3.7 ou en annexe 4	218
Figure 6.20 :	Localisation des instruments de mesures lors du déploiement sur le site de Dapani. (a) Photographie aérienne de la mangrove de Dapani (cliché Les passagers du vent, 04/02/2007) ; (b) profils topographiques et situation des courantomètres houlographes. Les lettres font référence aux appareils de mesures précédemment mentionnés dans le tableau 6.3	220
Figure 6.21 :	Synthèse des conditions hydrodynamiques lors de la campagne. Expérimentation 1 : (a) vitesse et direction des vents, (b) hauteur d'eau, (c) hauteur significative de la houle. Expérimentation 2 : (d) vitesse et direction des vents, (e) hauteur d'eau, (f) hauteur significative de la houle	221
Figure 6.22 :	Sélection de spectres de houles associés aux <i>bursts</i> de pleines mers illustrant le rôle de la mangrove sur la réduction de l'énergie des vagues incidentes. (a) expérimentation 1 ; (b) expérimentation 2	222

Figure 6.23 :	Différence d'atténuation de l'énergie des vagues entre le secteur dénué de mangrove (P100) et le secteur avec mangrove (P400)	223
Figure 6.24 :	Modèle de fonctionnement de la réorganisation sédimentaire de l'estran d'une mangrove en érosion à Mayotte.....	224
Figure 6.25 :	(a) Action du vent total annuel (traits pleins) et occurrence annuelle des vents nuls (traits brisés), (b) relation entre l'action du vent total annuel et l'occurrence annuelle des vents nuls. Les années avec plus de 5% de lacunes ont été exclues.....	226
Figure 6.26 :	Evolution de la vitesse moyenne mensuelle des vents - période 1951-2007 ; les mois avec des lacunes représentant plus de 5% des enregistrements ont été exclus	226
Figure 6.27 :	Evolution de la vitesse moyenne mensuelle des vents lors de la saison de mousson (octobre – mars) - période 1951-2007 ; les mois avec des lacunes représentant plus de 5% des enregistrements ont été exclus.....	227
Figure 6.28 :	Evolution de la vitesse moyenne mensuelle des vents lors de la saison des alizés (avril – septembre) - période 1951-2007 ; les mois avec des lacunes représentant plus de 5% des enregistrements ont été exclus.....	227
Figure 6.29 :	Evolution de l'action du vent ($m.s^{-1}$) par secteur. Les courbes représentent les moyennes mobiles sur cinq années	228
Figure 6.30 :	Tendance évolutive annuelle de la hauteur significative des houles. Carte issue du modèle ERA40 pour la période 1958-2001 (source : <i>The KNMI/ERA-40 wave atlas</i>)	229
Figure 6.31 :	Variations du niveau marin enregistrées à Mayotte ($13^{\circ}S - 45^{\circ}S$, Données Ssalto/Duacs distribuées par AVISO avec le soutien du CNES). La courbe rouge représente la moyenne glissante sur une année	230

Figure 6.32 :	Localisation du piège à poissons de Mronabéja et évolution de la mangrove depuis 1950.....	231
Figure 6.33 :	Photographies du piège à poissons de Mronabéja (Clichés M. Jeanson). (a) Partie sud-est du piège ; (b) partie du piège la plus récemment dégagée à proximité du village Mronabéja ; (c) dégagement des huîtres datées et front d'érosion de la mangrove en arrière-plan ; (d) Matrice d'huîtres recouvrant les pierres du piège	233
Figure 6.34 :	Schéma évolutif de la mangrove de Mronabéja.....	234

Chapitre 7 – Le réseau de surveillance.

Figure 7.1 :	Localisation des sites d'observations morphosédimentaires et hydrodynamiques du réseau de surveillance.	243
Figure 7.2 :	Résumé des conditions de forçages hydrodynamiques enregistrées pour la région de Mayotte. (a) roses des vents des différentes saisons météorologiques (mousson : du 01 octobre au 15 mars de l'année suivante ; alizés : du 16 mars au 31 septembre). (b) Hauteur significative de la houle océanique à proximité de Mayotte (13°S, 45°E ; période du 01/01/2006 au 31/12/2008). (Données Ssalto/Duacs distribuées par AVISO avec le soutien du CNES). Les barres verticales grisées correspondent aux périodes de levés topographiques.	247
Figure 7.3 :	Situation de la plage de Trévani. (a) Localisation des profils topographiques et des éléments structurant l'estran (image satellitale Google Earth®, 16/06/2006, 12°43'47''S – 45°11'43''E) et (b) photographie de la plage de Trévani (28/02/2008, cliché M. Jeanson)..	248
Figure 7.4 :	Evolution morphologique et volumétrique des profils de la plage de Trévani entre septembre 2005 et février 2008.	249

Figure 7.5 :	Roses des houles enregistrées sur la plage de Trévani en juin 2007 et février 2008. Les traits obliques noirs représentent l'orientation de la plage.....	251
Figure 7.6 :	Situation de la plage d'Acoua. (a) Localisation des profils topographiques et des éléments structurant l'estran (photographie aérienne verticale de l'IGN, 2003) et (b) photographie de la plage d'Acoua (13/09/2005, cliché M. Jeanson).....	251
Figure 7.7 :	Evolution morphologique et volumétrique des profils de la plage d'Acoua entre septembre 2005 et février 2008..	252
Figure 7.8 :	Situation de la plage de Ngouja. (a) Localisation des profils topographiques et des éléments structurant l'estran (image satellitale Google Earth®, 26/06/2005, 12°43'47''S – 45°05'07''E) et (b) photographie de la plage de Ngouja (08/02/2005, cliché M. Jeanson).....	254
Figure 7.9 :	Evolution morphologique et volumétrique des profils de la plage de Ngouja entre septembre 2005 et février 2008.	255
Figure 7.10 :	Rose des houles enregistrées sur la plage de Ngouja en juin 2007. Le trait oblique noir représente l'orientation longitudinale de la plage.	256
Figure 7.11 :	Situation de la plage de Mtsanga Gouéla. (a) Localisation des profils topographiques et des éléments structurant l'estran (image satellitale Google Earth®, 26/06/2005, 12°54'54''S – 45°04'45''E); (b) photographie de la plage de Mtsanga Gouéla (23/06/2007, cliché M. Jeanson) et (c) caractéristiques morphologiques générales du profil de plage.....	257
Figure 7.12 :	Evolution morphologique et volumétrique des profils de la plage de Mtsanga Gouéla entre février 2005 et février 2008. Pour l'évolution volumétrique 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 a -2 m.	259

Figure 7.13 :	Photographies de la plage de Mtsanga Gouéla prises au niveau du profil P100, respectivement (a) en février 2006 (phase d'accrétion) et (b) en juin 2007 (phase d'érosion).	259
Figure 7.14 :	Roses des houles enregistrées sur la plage de Mtsanga Gouéla en juin 2007 et février 2008 (instruments de mesures J3 et F3, cf. Tab. 5.7 et Fig. 5.21 du chapitre 5 pour l'implantation). Les traits obliques noirs représentent l'orientation longitudinale de la plage.	260
Figure 7.15 :	Profil topographique de la plage le 14 juin 2007 et localisation des repères de mesures (A à J). Le carré noir représente l'appareil de mesures J3 précédemment localisé dans la figure 5.21.	262
Figure 7.16 :	Variations topographiques enregistrées avec les piquets de swash sur la plage de Mtsanga Gouéla. La position de chaque piquet de mesure (A à J) est présentée dans la figure 7.17.	263
Figure 7.17 :	Profil topographique initial de la plage (bleu) et profil topographiques final (rouge) avant le cycle de marée. Les barres noires verticales représentent les variations maximales enregistrées durant l'expérimentation pour chaque repère.	264
Figure 7.18 :	Evolution du fond sableux (point de couleur bleus) et de la hauteur d'eau (ligne rouge) mesurée le 14 juin 2007 entre 13h30 et 17h30 par l'altimètre ALTUS	265
Figure 7.19 :	Evolutions de l'élévation du fond sableux et des conditions hydrodynamiques enregistrées respectivement par l'ALTUS et l'ADV sur une minute ($t_0 = 14h21$). Les discontinuités de la courbe représentant le fond sédimentaire ($t = 10s$ et $t = 37 s$) sont dues à la perte de signal engendrée par la faible hauteur d'eau à la fin du <i>backwash</i>	266

Figure 7.20 :	Ségrégation sédimentaire sur la plage de Mtsanga Gouéla. (a) Placage de minéraux lourd sur le haut de plage ; l'action du <i>swash</i> d'une vague est visible au centre de l'image avec une érosion l'apparition de sables coralliens. (b) évolution topographique du fond sableux et photographie d'une carotte sédimentaire sous l'ALTUS.....	267
Figure 7.21 :	De la collecte des données à l'aide à la prise de décision : les étapes de mise en œuvre d'un SIG (d'après Cuq et al., 2001 in Gourmelon, 2003).....	270
Figure 7.22 :	Schématisation du contenu du SIG MANGUIER	271
Figure 7.23 :	Capture d'écran de la page d'accueil du portail Web du SIG MANGUIERS	272
Figure 7.24 :	Capture d'écran de l'application cartographique interactive du portail Web et des fiches synthétiques présentant les résultats issus des différentes campagnes instrumentales. Un exemple de chaque type de fiches est disponible en annexe 3	274

Liste des tableaux

Chapitre 1 - Etat de l'art – Les aspects physiques des environnements récifaux et à mangrove

Tableau 1.1 : Les différentes espèces constitutives des mangroves et des arrière-mangroves mahoraises (Porcher <i>et al.</i> , 2002).....	37
---	----

Chapitre 2 – Problématique de recherche et présentation du site d'étude

Tableau 2.1 : Etat des récifs coralliens dans le monde (Wilkinson, 2008), et leur surface d'après Spalding <i>et al.</i> (2001) ;.....	48
Tableau 2.2 : Cotes des niveaux marins à Mayotte pour le port de Dzaoudzi, Petite Terre (source SHOM).....	63

Chapitre 3 – Approche méthodologique

Tableau 3.1 : Caractéristiques des différentes séries de photographies aériennes verticales utilisées	83
Tableau 3.2 : Données de vents hémihoraires utilisées et lacunes.....	84

Chapitre 4 – Caractérisation de l'évolution des mangroves mahoraises

Tableau 4.1 : Synthèse de l'évolution surfacique des principales mangroves de Mayotte entre 1950 et 2003.	132
--	-----

Tableau 4.2 :	Synthèse de l'évolution surfacique mesurée en arrière des principales mangroves de Mayotte entre 1950 et 2003.....	135
Tableau 4.3 :	Synthèse de l'évolution surfacique mesurée au niveau du front lagonaire des principales mangroves de Mayotte entre 1950 et 2003.	141

Chapitre 5 – Les agents météo-marins et l'hydrodynamisme lagonaire

Tableau 5.1 :	Occurrence relative mensuelle des vents par direction et période de vent nul (%), en gras valeurs maximales	154
Tableau 5.2 :	Magnitude mensuelle relative de l'action du vent (%) par directions, en gras valeurs maximales	155
Tableau 5.3 :	Vitesse moyenne mensuelle du vent ($m.s^{-1}$) par directions, en gras valeurs maximales.....	155
Tableau 5.4 :	Vitesse maximale mensuelle du vent ($m.s^{-1}$) par directions, en gras valeurs maximales.....	155
Tableau 5.5 :	Résumé du déploiement instrumental du 28 février au 11 mars 2008 pour la caractérisation des paramètres des houles dans le lagon de Mayotte. Les lettres font référence à la position des appareils de mesures précédemment mentionnés dans la figure 5.9	165
Tableau 5.6 :	Résumé du déploiement instrumental du 13 au 17 juin 2007 pour la caractérisation des paramètres des houles de la radiale double récif barrière/littoral. Les appareils de mesures sont localisés dans la figure 5.18	176
Tableau 5.7 :	Résumé des déploiements instrumentaux pour la caractérisation des mouvements des masses d'eau sur le récif de Mtsanga Gouéla. Les lettres font référence au mois de la mission et les chiffres à la position des appareils de mesures localisés dans la figure 5.21	180

Tableau 5.8 : Résumé du déploiement instrumental pour la caractérisation des mouvements des masses d'eau sur le récif de Bandrélé. Les appareils de mesures sont localisés dans la [figure 5.27](#).188

Chapitre 6 – L'influence lagonaire sur la morphodynamique des mangroves

Tableau 6.1 : Relation entre la largeur et la morphologie des récifs frangeants et l'évolution des fronts lagonaire des mangroves. * largeur moyenne (minimale-maximale), ** dans l'ordre des faciès dominants.198

Tableau 6.2 : Caractéristiques sédimentologiques des estrans en avant des mangroves201

Tableau 6.3 : Résumé du déploiement instrumental du 17 juin au 19 juin 2007 réalisé dans la mangrove de Dapani.....220

Chapitre 7- Le réseau de surveillance

Tableau 7.1 : Les échelles de réflexion, d'observations et d'interventions du réseau de surveillance au sein du système morphodynamique littoral tropical242

Tableau 7.2a : Sites du réseau de surveillance et résumé des problématiques (1^{ère} partie)245

Tableau 7.2b : Sites du réseau de surveillance et résumé des problématiques (2^{ème} partie).246

Tableau 7.3 : Volume des profils topographiques de février de la plage de Mtsanga Gouéla.....261

Tables des matières

Avant propos	i
Sommaire	iii
Introduction générale	1
Chapitre 1 – Etat de l’art – les aspects physiques des environnements à récifs coralliens et à mangroves.....	5
Introduction	5
1. Les récifs coralliens	6
1.1. Typologie et édifications des structures récifales	6
1.2. Les processus hydrosédimentaires dans les environnements récifaux.....	9
1.2.1. Dissipation et transformation des vagues.....	10
1.2.2. Influence de la morphologie récifale sur les processus hydrodynamiques	13
1.2.3. Transport sédimentaire	13
1.2.4. Implication morphodynamiques.....	16
1.3. Les récifs coralliens de Mayotte	17
1.3.1. Origine et édification des récifs coralliens de Mayotte.....	17
1.3.2. Les récifs frangeants	19
1.3.3. Les récifs barrières	20
1.3.3.1.Caractéristiques et répartition.....	20
1.3.3.2.Zonation et morphologie	22
1.3.4. Le lagon et les récifs internes	24
2. Les environnements à mangroves	28
2.1. Organisation générale et processus dynamiques.....	29
2.1.1. Structuration générale des mangroves.....	29
2.1.2. Processus hydrodynamiques et sédimentaires dans les mangroves	30
2.1.3. Le rôle des mangroves dans les processus morphodynamiques.....	33
2.1.4. Des évolutions et dynamiques contrastées	34
2.2. Les mangroves de Mayotte	35

2.2.1. Les principales espèces végétales constitutives des mangroves mahoraises.....	37
2.2.2. Les unités paysagères des mangroves mahoraises	39
2.2.3. Zoom sur la mangrove <i>sensu stricto</i>	39
2.2.4. Usage des mangroves mahoraises	41
3. Les liens et les interactions entre les mangroves et les récifs coralliens	42
3.1. Les interactions physiques	42
3.2. Les liens biologiques et trophiques	44
Conclusion	45

Chapitre 2 – Problématiques de recherche et présentation

du site d'étude	47
Introduction	47
1. Contextes et problématiques de l'étude	47
1.1. Contexte général de l'étude.....	47
1.2. Problématique locale et objectifs de l'étude	49
2. Présentation du site d'étude	53
2.1. Evolution géologique et structurale simplifiée de Mayotte	54
2.2. Contexte climatique et océanographique	58
2.2.1. Régime climatique et hydrologique	58
2.2.1.1. Condition météorologique générale	59
2.2.1.2. Débits fluviaux et hydrologie de surface.....	61
2.2.2. Les conditions hydrodynamiques générales.....	62
2.2.2.1. La marée	62
2.2.2.2. Les houles.....	63
2.2.2.3. Les courants et la circulation générale des eaux lagunaires.....	64
2.2.2.4. Les événements météo-marins extrêmes.....	66
Conclusion	68

Chapitre 3 – Approche méthodologique..... 70

Introduction	70
1. Mesures hydrodynamiques	70

1.1. Instrumentation et déploiements	71
1.2. Traitement des données.....	74
1.2.1. La houle.....	74
1.2.2. Les courants.....	75
1.3. homogénéité des données.....	76
2. Relevés morphologiques	77
2.1. Suivi de profils topographiques	77
2.2. Suivi topographiques à court terme	79
2.2.1. Méthodologie des piquets de swash.....	79
2.2.2. Mesures topographiques haute fréquence : altimètre ALTUS.....	80
3. Caractérisation sédimentologique	82
3.1. Paramètres granulométriques	82
3.2. Détermination de teneur en carbonate.....	82
4. Analyse diachronique de photographies aériennes	82
5. Analyse des données météorologiques	84
6. Datation par radiocarbone	86
6.1. Rappels sur les principes de la datation par radiocarbone (¹⁴ C).....	86
6.2. Calibration des âges radiocarbone	87
7. Système d'information géographique	88
Conclusion	89

Chapitre 4 – Caractérisation de l'évolution des mangroves mahoraises.....

90

Introduction

90

1. Détermination de l'évolution et de la dynamique des mangroves

92

1.1. Les mangroves de la côte nord de Mayotte.....

92

 1.1.1. Mangrove de Bandraboua

92

 1.1.2. Mangrove de Dzoumogné

94

 1.1.3. Mangrove de Longoni

95

 1.1.4. Mangrove de Miangani

96

 1.1.5. Mangrove de Kangani

97

 1.1.6. Mangrove de Majicavo Koropa.....

98

1.1.7. Mangrove de Majicavo Lamir.....	99
1.2. Les mangroves de la côte est de Mayotte.....	99
1.2.1. Mangrove de Mgombani-Baobab.....	99
1.2.2. Mangrove de Passamaïnti-Tsoundzou	101
1.2.3. Mangrove d'Ironi Bé	103
1.2.4. Mangrove de Dembéni	104
1.2.5. Mangrove de Hajangoua-Iloni	105
1.2.6. Mangrove de Hajangoua sud.....	106
1.2.7. Mangrove de Bandrélé	107
1.2.8. Mangrove de Mounyambani	109
1.3. Les mangroves de la côte sud de Mayotte	112
1.3.1. Mangrove de Dapani	112
1.3.2. Mangrove de Mronabéja	114
1.3.3. Mangrove de Kani Kéli	116
1.3.4. Mangrove de Mzouazia.....	119
1.4. Les mangroves de la côte ouest de Mayotte.....	120
1.4.1. Mangrove de la Baie de Bouéni	120
1.4.2. Mangrove de Chiconi	124
1.4.3. Mangrove de Tsingoni	125
1.4.4. Mangrove de Soulou	129
2. Synthèse et caractérisation de l'évolution surfacique des mangroves.....	131
2.1. Evolution générale des mangroves.....	131
2.2. Evolution des marges terrestres des mangroves.....	134
2.2.1. Evolution des marges terrestres des mangroves entre 1950 et 1969.....	135
2.2.2. Evolution des marges terrestres des mangroves entre 1969 et 1989.....	137
2.2.3. Evolution des marges terrestres des mangroves entre 1989 et 1997.....	137
2.2.4. Evolution des marges terrestres des mangroves entre 1997 et 2003.....	138
2.2.5. Evolution des marges terrestres des mangroves entre 1950 et 2003.....	139
2.3. Evolution des fronts lagunaires des mangroves	141
2.3.1. Evolution des fronts lagunaires des mangroves entre 1950 et 1969	142
2.3.2. Evolution des fronts lagunaires des mangroves entre 1969 et 1989	142
2.3.3. Evolution des fronts lagunaires des mangroves entre 1989 et 1997	144
2.3.4. Evolution des fronts lagunaires des mangroves entre 1997 et 2003	144

2.3.5. Evolution des fronts lagonaires des mangroves entre 1950 et 2003	145
Synthèse et conclusion	149

Chapitre 5 – Les agents météo-marins et l’hydrodynamisme lagonaire	151
Introduction	151
1. Caractérisation des conditions météo-marines de la région de Mayotte.....	151
1.1. Caractérisation du régime des vents.....	151
1.1.1. Régime général des vents	152
1.1.2. Caractéristiques mensuelles du régime des vents.....	152
1.2. Caractérisation des conditions hydrodynamiques générales.....	156
1.2.1. Les conditions hydrodynamiques de la région de Mayotte.....	156
1.2.2. Conditions hydrodynamiques générales : résultats expérimentaux	158
1.2.2.1.Synthèse des conditions hydrodynamiques lors de l’hiver austral (période de l’alizé, vent de secteur SE-SSW).....	160
1.2.2.2.Synthèse des conditions hydrodynamiques lors de l’été austral (période de la mousson, vent de secteur NW-NNE)	161
1.2.3. Caractérisation des conditions météo-marines générales : conclusion	162
2. Détermination des variabilités spatiale des paramètres hydrodynamiques : l’influence des structures coralliennes	163
2.1. Caractérisation spatiale des paramètres des houles : profils hydrodynamiques dans le lagon de Mayotte.....	164
2.1.1. Profils hydrodynamiques récifs barrières/littoraux	164
2.1.1.1.Conditions météorologiques lors de l’expérimentation	165
2.1.1.2.Caractérisation des conditions hydrodynamiques	166
2.1.1.3.Atténuation de l’énergie des houles	170
2.1.1.4.Variabilité spatiale de l’atténuation de l’énergie des houles océaniques entre le nord et le sud de Mayotte.....	174
2.1.2. Profil hydrodynamique double récif barrière/littoral	176
2.2. Influences des récifs frangeants sur les mouvements des masses d’eau.....	179
2.2.1. Site expérimental de Mtsanga Gouéla	179

2.2.1.1. Campagne de juin 2007	181
2.2.1.2. Campagne de Février 2008	183
2.2.2. Site expérimental de Bandrélé	188
Synthèse et conclusion	193

Chapitre 6 – L’influence lagonaire sur la morphodynamique des mangroves

195

Introduction	195
1. Relation entre l’architecture récifale et l’évolution des mangroves	195
2. Conséquence morphosédimentaire de la variabilité spatiale de l’énergie des vagues	200
2.1. Caractéristiques de barres intertidales rencontrées à Mayotte	202
2.2. Le rôle joué par les barres sur la dynamique des mangroves.....	203
2.2.1. Influences des barres sur les mangroves : progradation.....	204
2.2.2. Influences des barres sur les mangroves : érosion	206
2.3. Discussion	209
3. Implications morphodynamiques de la disparition des mangroves	210
3.1. Evolution morphologique.....	211
3.1.1. Mangrove de Mronabéja	211
3.1.2. Mangrove de Tsingoni	212
3.1.3. Mangrove de Dapani	214
3.2. Mesures hydrodynamiques.....	219
3.3. Discussion	223
4. Etude de la variabilité des paramètres météo-marins	225
4.1. Les vents	225
4.2. Les houles	229
4.3. Le niveau marin.....	230
4.4. Une possibilité de cycle à long terme ?.....	230
4.5. Discussion	235
Synthèse et conclusion	236

Chapitre 7 – Le réseau de surveillance	238
Introduction	238
1. Le réseau de surveillance à Mayotte : un outil de suivi de la dynamique littorale	239
1.1. But et objectifs du réseau de la surveillance de la morphodynamique du littoral	239
1.2. Le réseau de mesures et d'observations scientifiques et techniques de terrain	242
2. Présentation de résultats	247
2.1. Analyse morphodynamique de plages du réseau de surveillance	248
2.2.1. Plage de Trévani	248
2.1.2. Plage d'Acoua	251
2.1.3. Plage de Ngouja	253
2.2. Observation fine d'une plage : Mtsanga Gouéla.....	256
2.2.1. Etude à court terme	258
2.2.2. Etude à très court terme.....	261
3. Mise en place d'un Système d'Information Géographique (SIG)	268
3.1. Les objectifs du SIG.....	268
3.2. Présentation du SIG MANGUIERS.....	270
3.3. Perspectives d'évolution du SIG MANGUIERS	274
Synthèse et conclusion	275
 Conclusion Générale	 277
 Références bibliographiques	 280
Liste des figures	308
Liste des tableaux	328
Table des matières	331
Annexes	338

ANNEXE 1

Récapitulatifs des campagnes de mesures hydrodynamiques

1 - Campagne hydrodynamique n°1, hiver austral (9 au 23 juin 2007).

Sites de mesures hydrodynamiques et instruments utilisés :

- Plage et récif frangeant de Mtsanga Gouéla : 2 ADCP, 1 ADV (2 marées) ;
- Plage de Ngouja : 1 ADCP (4 marées) ;
- Plage de Mronabéja : 1 Midas DWR (8 marées) ;
- Récif corallien de la Double Barrière : 1 Midas DWR (8 marées) ;
- Mangrove de Dapani : 2 Midas DWR, 1 ADV (6 marées) ;
- Baie de Dapani : 1 ADCP (8 marées) ;
- Plage de Trévani : 1 ADCP (4 marées) ;
- Récif corallien de la Prévoyance : 1 ADCP (4 marées).

Les courantomètres déployés sur les récifs intralagonaires ont été installées à l'aide d'un bateau mis à disposition par la DAF (Direction de l'Agriculture et de la Forêt). Les courantomètres ont été mis en place par des plongeurs professionnels : Vincent Dinhut, DAF ; Alban Jamon (Bureau d'études APNEE) et Julien Wickel (Bureau d'études LAGONIA).

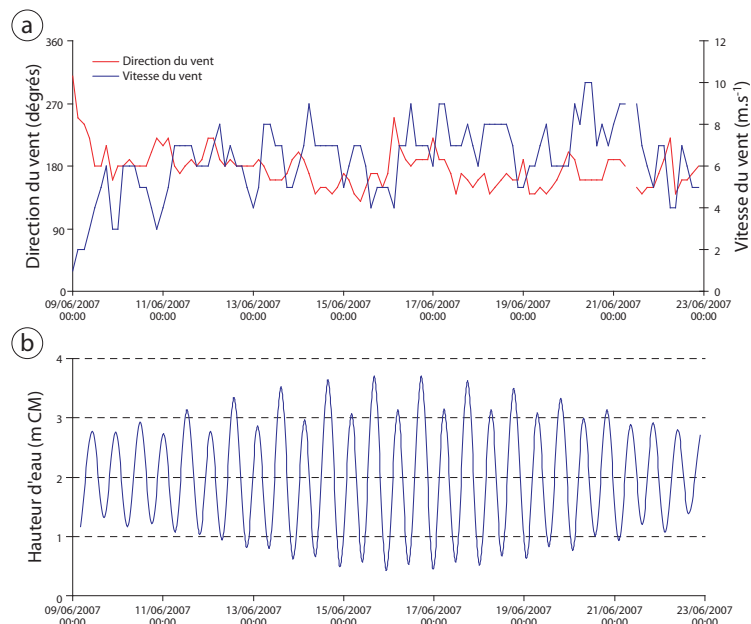


Figure 1 : Résumé de l'évolution des conditions météorologiques (a) et tidales (b) au cours de la campagne de mesures de juin 2007 (données fournies par Météo-France Mayotte et le SHOM).

2 - Campagne hydrodynamique n°2, été austral (20 février au 15 mars 2008).

Sites de mesures hydrodynamiques et instruments utilisés :

- Plage et récif frangeant de Mtsanga Gouéla : 2 ADCP, 1 ADV (4 marées) ;
- Mangrove de Bandrélé : 2 ADCP (2 marées) ;
- Plage de Trévani : 1 ADV (23 marées) ;
- Plage de Dapani : 1 ADV (21 marée) ;
- Récif barrière Nord : 1 ADCP (21 marées) ;
- Récif barrière Sud : 1 ADCP (23 marées).

Les courantomètres déployées sur les récifs barrière ont été installées à l'aide du bateau de la Brigade Nature (ONCFS). Les courantomètres ont été mis en place par des plongeurs professionnels : Vincent Dinhut, DAF ; Alban Jamon (Bureau d'études APNEE) et Julien Wickel (Bureau d'études LAGONIA).

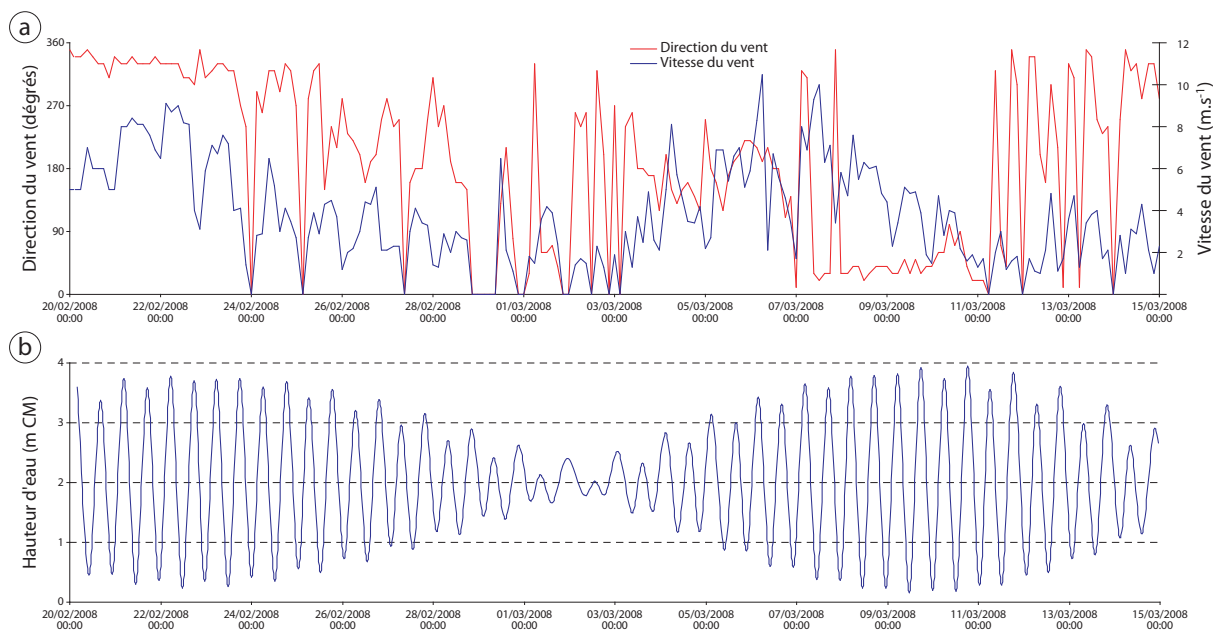
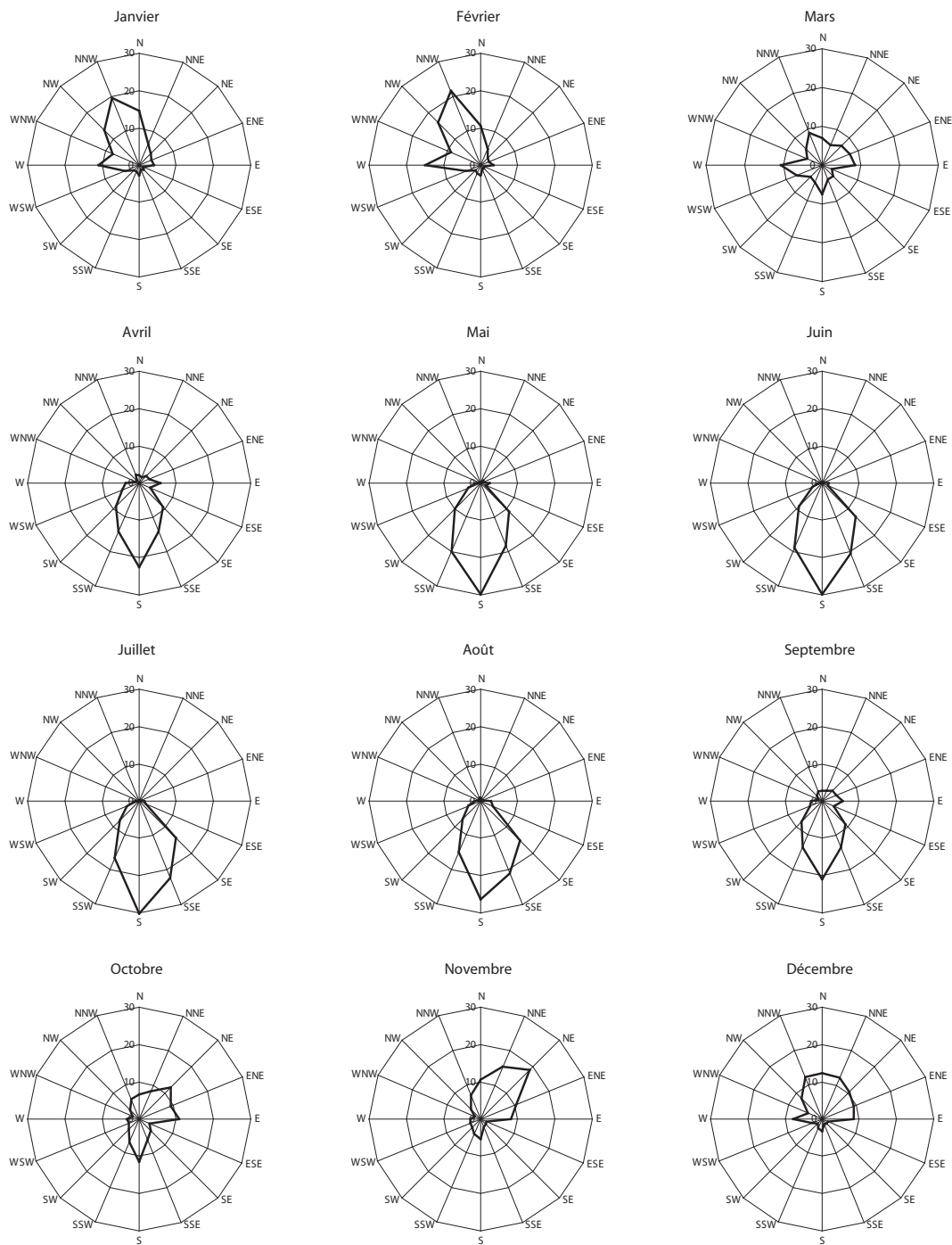


Figure 2 : Résumé de l'évolution des conditions météorologiques (a) et tidales (b) au cours de la campagne de mesures de février-mars 2008 (données fournies par Météo-France Mayotte et le SHOM).

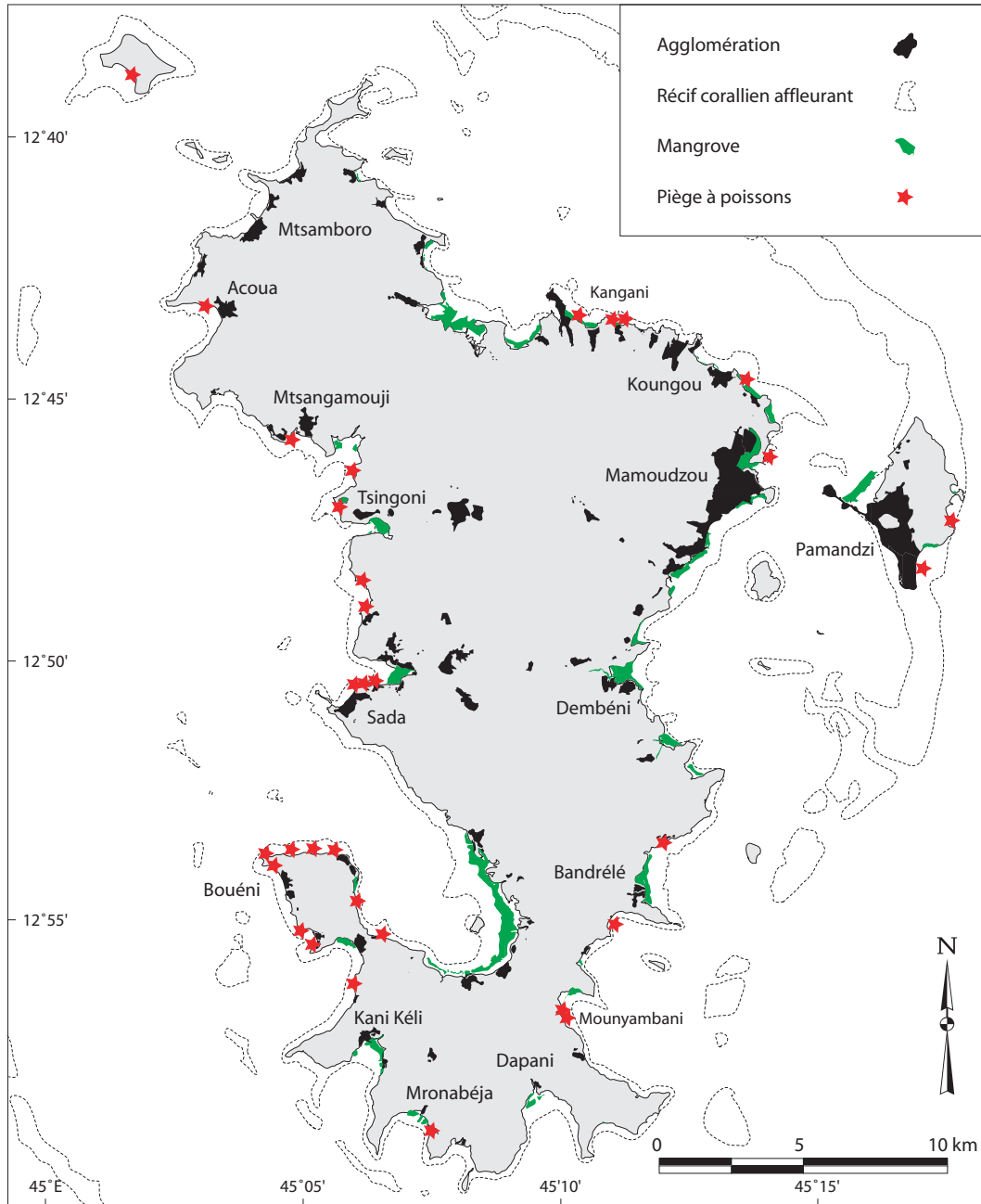
ANNEXE 2

Magnitude relative mensuelle de l'action du vent (%) par direction (d'après l'analyse des vents hexahoraires sur la période 1951-2007, Météo France)



ANNEXE 3

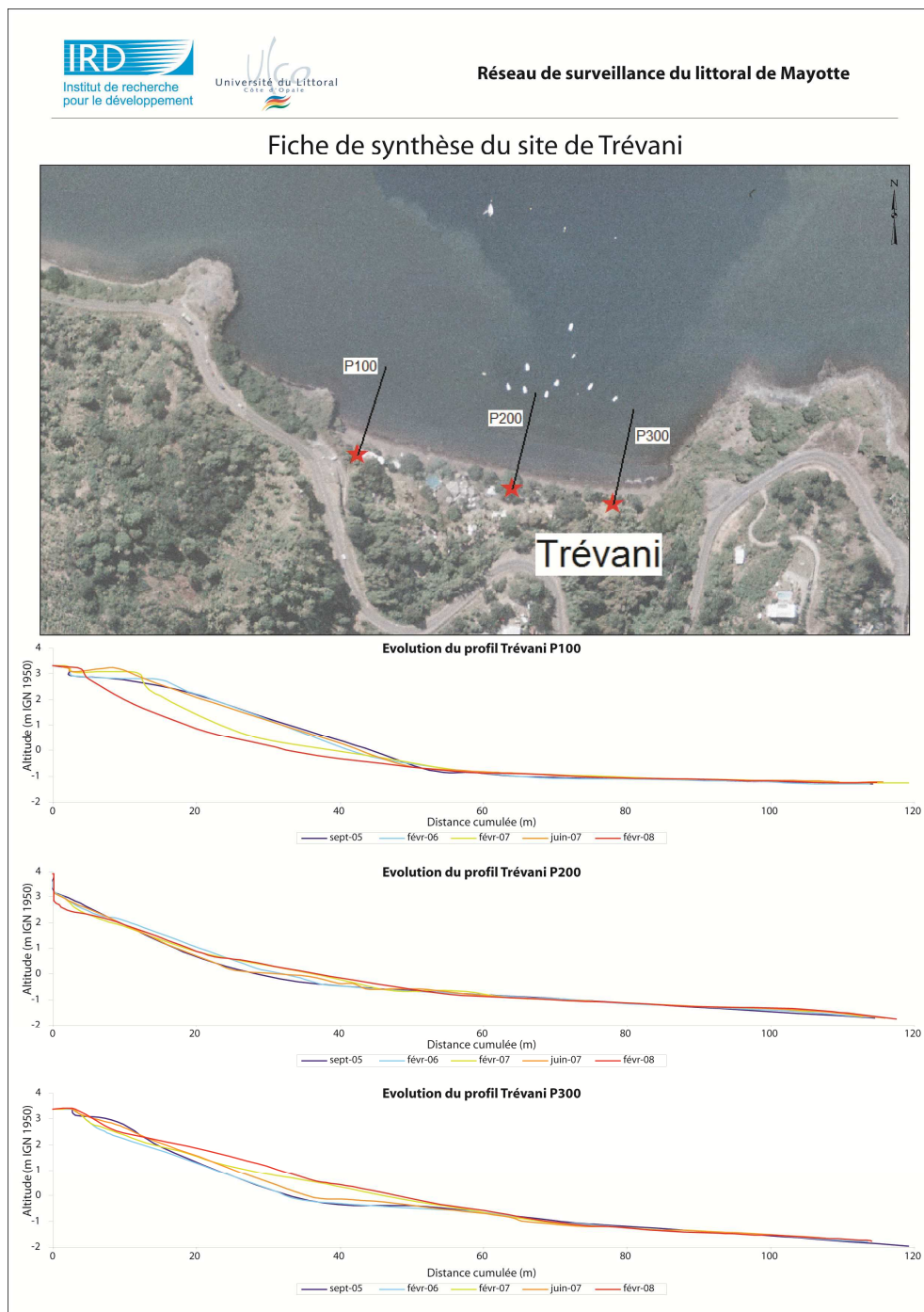
Localisation des pièges à poissons recensés au cours des différentes missions sur le littoral de Mayotte.



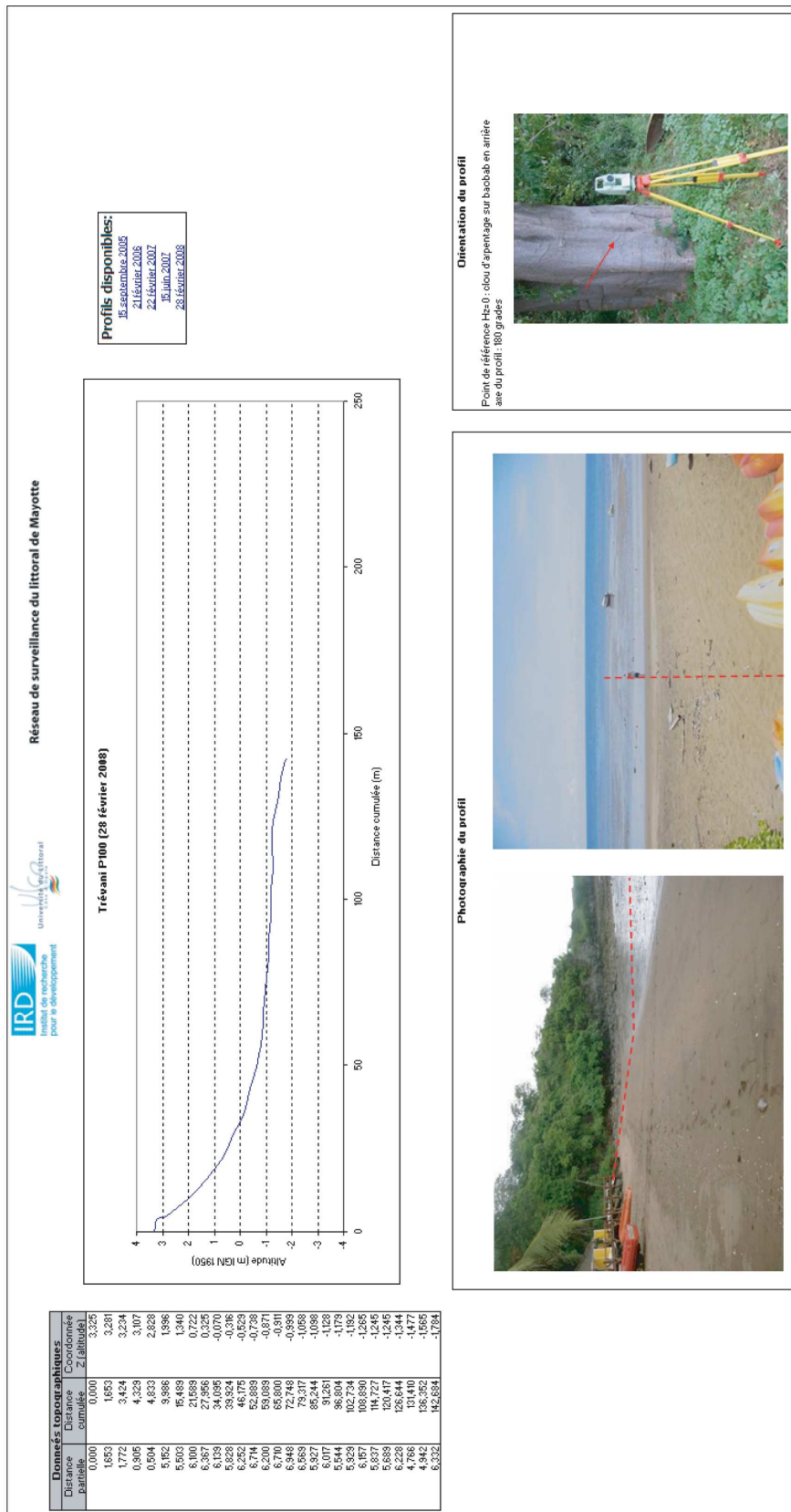
ANNEXE 4

Exemples de fiches PDF extraites du SIG et présentant les différents résultats et renseignements du réseau de surveillance

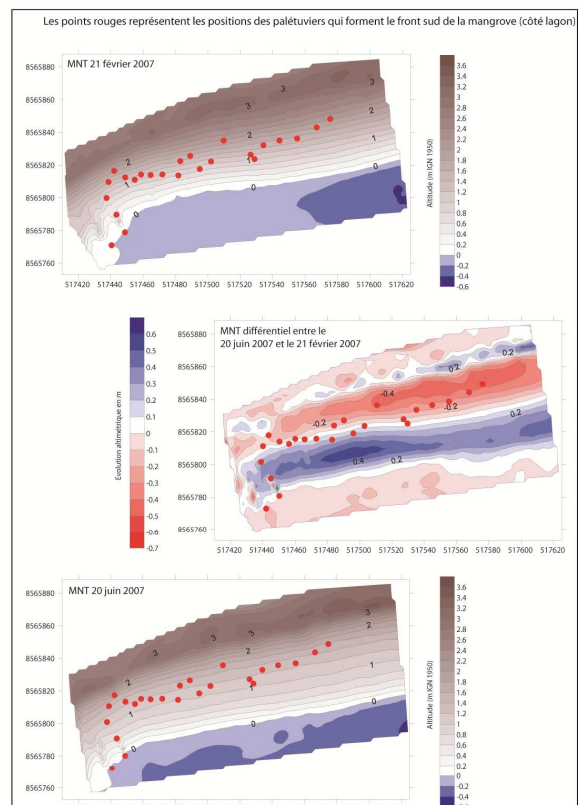
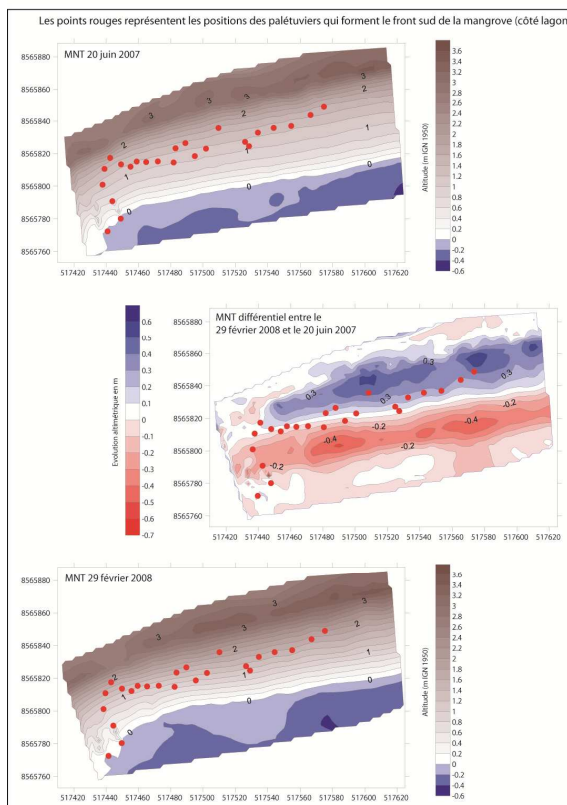
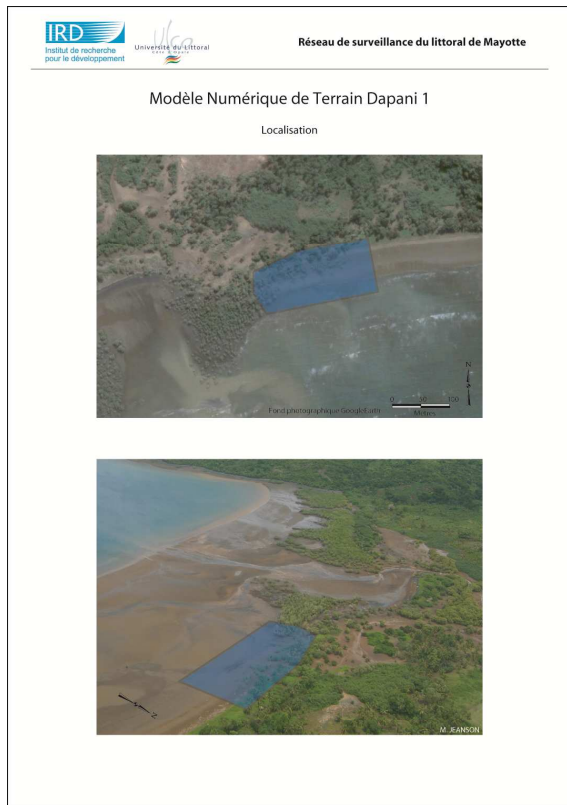
1 – Fiche de synthèse (exemple de la plage de Trévani)






2 – Fiche profil (exemple du profil topographique P100 de la plage de Trévani)



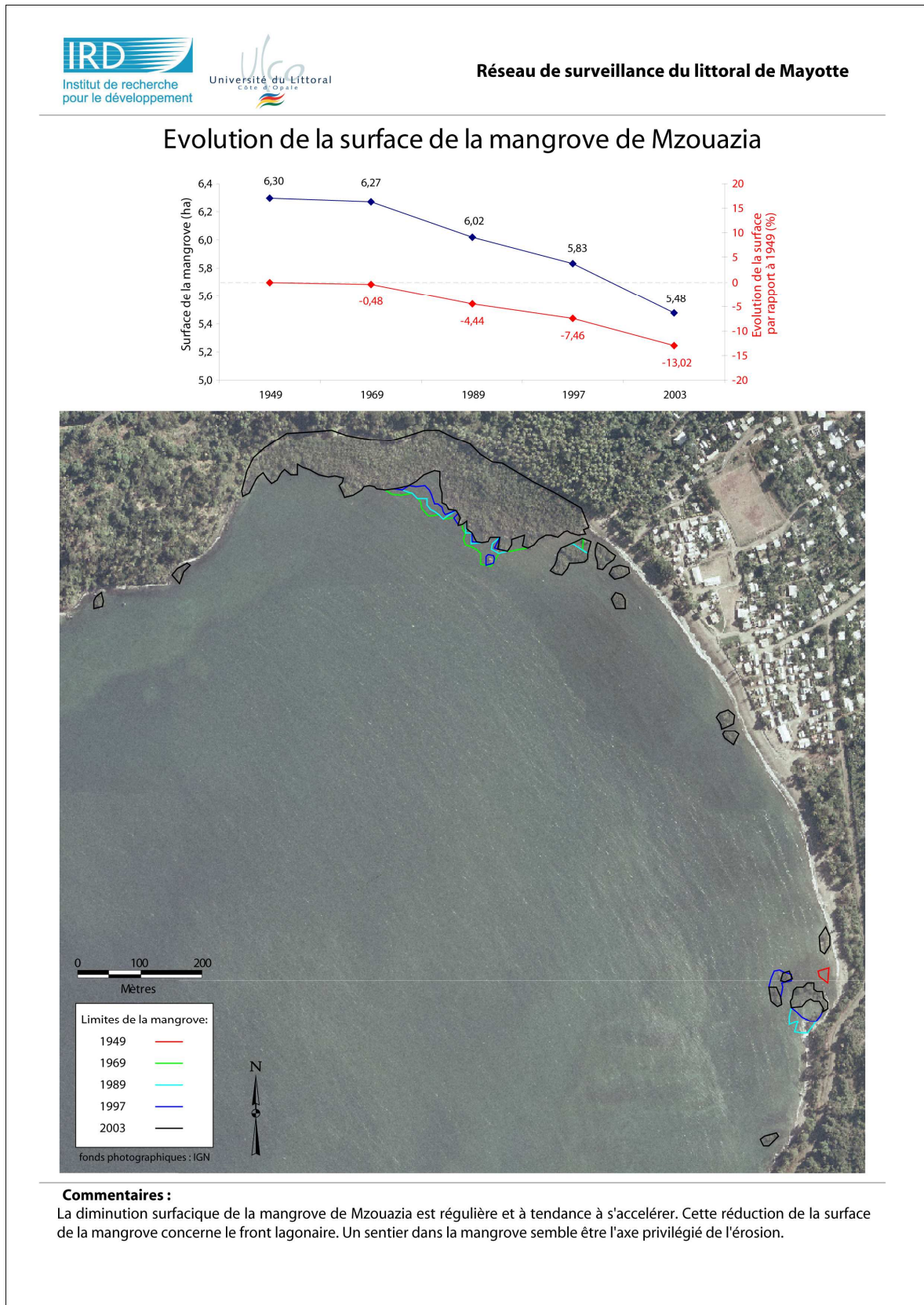
3 - Fiche MNT (exemple du Modèle Numérique de Terrain n°1 de Dapani, 3 pages)



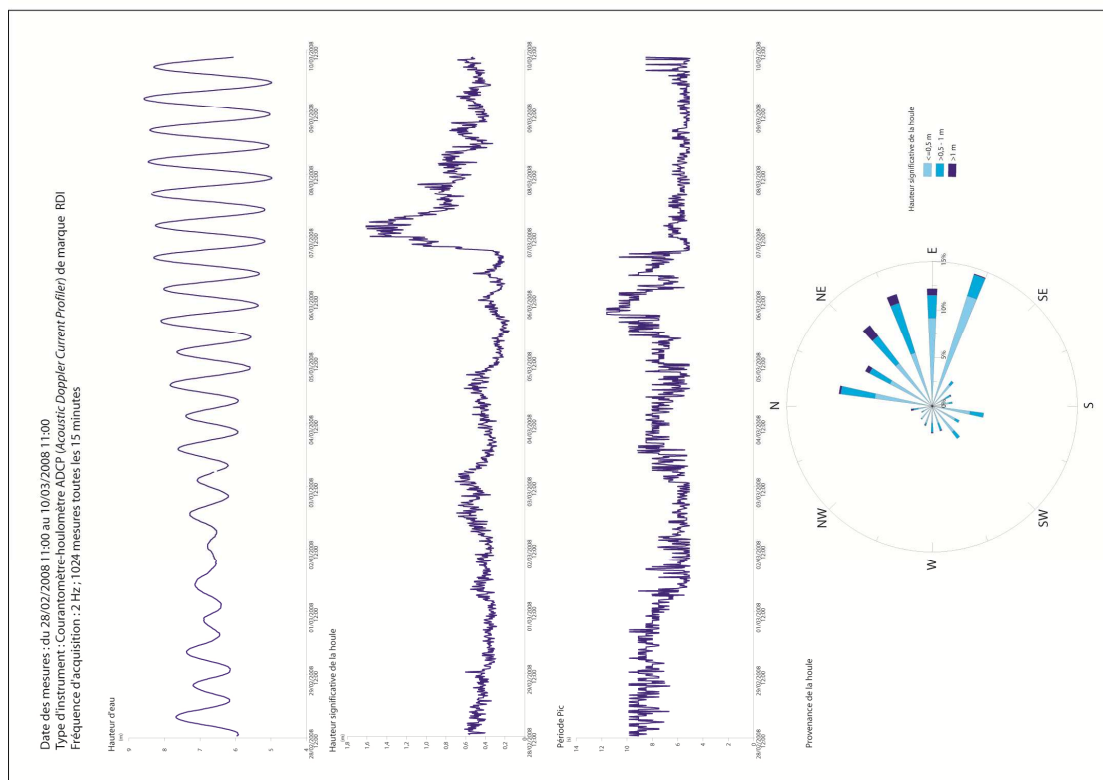
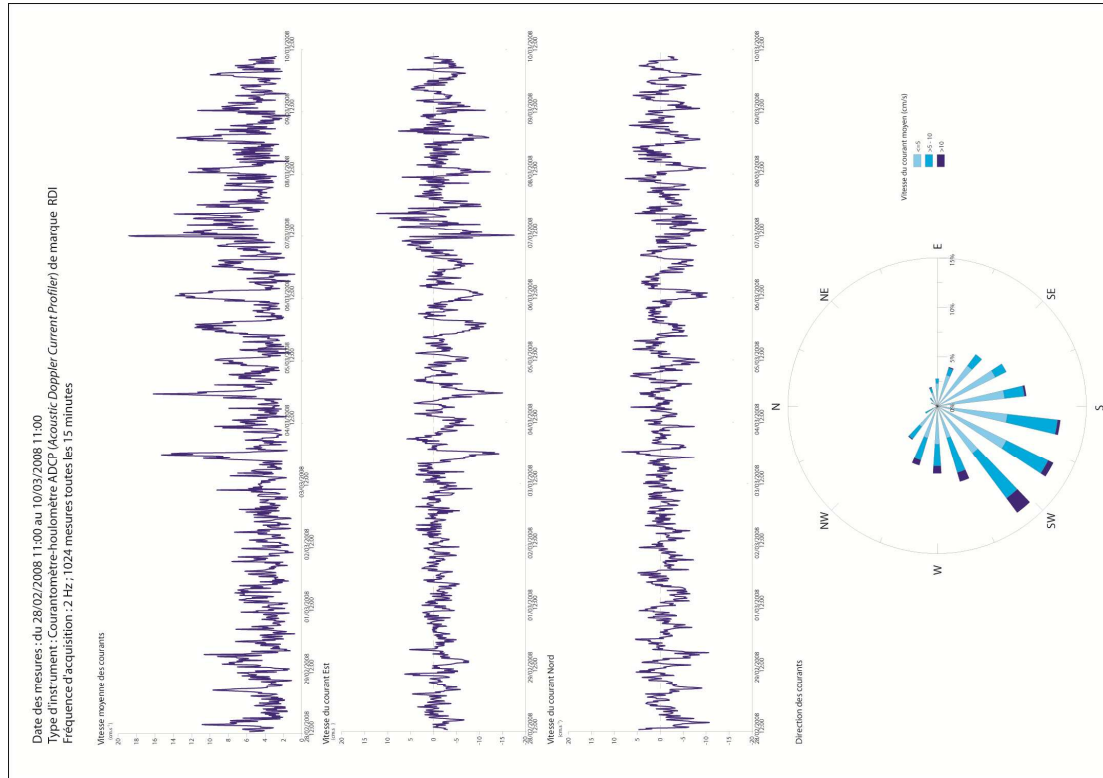
4 – Fiche tête de station (exemple de la tête de station du profil P200 de la plage de Mtsanga Gouéla)

 Institut de recherche pour le développement	 Université du Littoral Côte d'Opale	Réseau de surveillance du littoral de Mayotte
Nom de la tête de profil : Mtsanga Gouéla P200		
Type : Fiche en métal		
Complément :		
Longitude : ____ ? ____	Latitude : ____ ? ____	Altitude : 4.493 m
RGM04 (Réseau Géodésique de Mayotte 2004)		IGN 1950 (Mayotte)
Commune : BOUENI		
Localisation : Centre de la plage Mtsanga Gouéla, au niveau de la Pension "La case de robinson"		
Support : Sol, en niveau des cocotiers en arrière de la rampe d'accès à la plage		
Partie support :		
Repèrément : A 73 cm en direction du lagon du cocotier le plus au nord		
Remarques :		
Repère vu en place en 06/03/2008	Le repère est indiqué par la flèche	

4 – Fiche de synthèse mangrove (exemple de la mangrove de Mzouazia)



6 – Fiche mesure hydrodynamique (exemple du point de mesure du récif barrière nord, février-mars 2008, 2 pages : houle + courant)



Morphodynamiques du littoral de Mayotte – Des processus au réseau de surveillance.

Résumé

L'environnement côtier de l'île de Mayotte (nord du canal du Mozambique, océan Indien) se caractérise par l'existence d'un vaste complexe récifo-lagonaire au sein duquel se développe un littoral particulièrement diversifié et marqué par la présence de nombreuses mangroves. Plusieurs campagnes de mesures hydrodynamiques et d'observations morphologiques ont été effectuées afin d'apporter des éléments de compréhension sur l'évolution et le fonctionnement morphodynamique de ce type de littoral mixte à mangroves et récifs coralliens. Les observations de terrain conjuguées à une analyse diachronique de photographies aériennes ont permis de montrer le caractère très variable de la dynamique des mangroves avec une progression ou une stabilité au nord et à l'est de l'île, et inversement, une évolution nettement régressive au sud et à l'ouest. Les mesures hydrodynamiques ont donné lieu à une analyse des paramètres de houle et de courant en se focalisant sur leurs variabilités spatiales et temporelles. Les résultats obtenus montrent l'importance de l'architecture récifale sur les processus hydrosédimentaires et le développement des formes littorales. L'évolution et la dynamique des mangroves de Mayotte apparaissent ainsi fortement influencées par les caractéristiques morphologiques des structures récifales amont qui engendrent une plus forte vulnérabilité des mangroves du sud et de l'ouest face à une déstabilisation naturelle ou anthropique. La disparition des formations végétales des mangroves du sud et de l'ouest de l'île entraîne une réorganisation des répartitions sédimentaires et la mise en place de nouveaux systèmes de fonctionnement morphodynamique. L'ampleur des phénomènes constatés a montré la nécessité de mettre en place un observatoire opérationnel de surveillance de la dynamique côtière. Cet outil, basé sur un réseau de mesures et d'observations de terrain et sur la réalisation d'un Système d'Information Géographique (SIG), a pour but de favoriser le suivi et l'évaluation de l'état du littoral. Dans un contexte local de fort développement et dans celui, plus global, de mutations environnementales, cet outil de surveillance et d'analyse permet une meilleure compréhension de la morphodynamique des côtes mahoraises et apporte une aide à la décision et à la gouvernance afin d'orienter les politiques de gestion de ce milieu fragile, à forts enjeux et en constante évolution.

Mots clés : mangrove, récif corallien, plage, morphodynamique, articulation, hydrodynamique, énergie des vagues, observatoire, SIG, gestion du littoral, Mayotte, océan Indien.

The Coastal Morphodynamics of Mayotte Island, Indian Ocean: From Processes to A GIS-based Monitoring Network

Summary

Mayotte Island, located in the Mozambique Channel, western Indian Ocean, is characterised by a vast, highly diversified reef-lagoon complex comprising significant mangrove development. Several field experiments involving hydrodynamic measurements, topographic surveys, and observations were coupled with the analysis of aerial photographs and the collation of regional meteorological data in order to gain a better understanding of the evolution of the reef-lagoon complex and of the morphodynamic interactions between the mangroves and the coral reefs. The results highlight a remarkably variable mangrove system subject to progression or stability in the north and east of the island, but exhibiting a clearly regressive pattern along the southern and western shores. The hydrodynamic data acquired during the field experiments clearly bring out the spatial and temporal variations in wave and mean current patterns involved in these differences. These data also throw light on the short-term morphodynamics of the small pocket beaches associated with some of these mangroves. The degree of exposure to waves, and reef structure, notably in terms of width and elevation relative to the tidal frame, have a determining influence on the afore-mentioned variations in mangrove dynamics along the shores of the island, and in the greater vulnerability of the mangrove shores of the south and west of the island, especially in the face of strong impinging development pressures. The extermination of these mangrove systems leads to a reorganisation of the sediment stocks and the emergence of new shoreline morphodynamic patterns. These changes have necessitated the construction of an operational observatory aimed at monitoring the coastal dynamics. This tool is based on a network sourced by the measurements and field observations integrated into a GIS. Within a local framework of strong socio-economic and demographic pressures, and a more global context of environmental change, this observatory should lead to a better understanding and prediction of the morphodynamics of the shores of Mayotte, while providing data indispensable to stakeholders involved in decision-making in the face of the major and rapid environmental and socio-economic changes liable to affect the fragile reef-mangrove coastal systems.

Keywords: mangroves, coral reef, beach, morphodynamics, articulations, reef-lagoon hydrodynamics, wave energy, observatory, GIS, coastal management, Mayotte Island, Indian Ocean.