



La Rochelle Université

École Doctorale Euclide (618)

Laboratoire Littoral Environnement et Sociétés (UMR 7266)

THÈSE

présentée par Valentin PILLET

Soutenue le 24 septembre 2020

pour l'obtention du grade de Docteur de La Rochelle Université

Discipline : Géographie physique, humaine, économique et régionale

Détection et attribution des changements morphologiques côtiers récents en milieu insulaire tropical Polynésie française, Caraïbe

JURY

Olivier MAQUAIRE, Professeur, Université de Caen, Rapporteur

Tony REY, Professeur, Université Paul Valéry - Montpellier 3, Rapporteur

Virginie DUVAT, Professeure, La Rochelle Université, Directrice de thèse

Gonéri LE COZANNET, Ingénieur de Recherche, BRGM Orléans, Examineur

Marc ROBIN, Professeur, Université de Nantes, Examineur

Thèse préparée au Laboratoire Littoral Environnement et Sociétés
Unité Mixte de Recherche CNRS - La Rochelle Université - 7266

Détection et attribution des changements morphologiques
côtiers récents en milieu insulaire tropical
Polynésie française, Caraïbe

Thèse financée par :

ANR STORISK N°ANR-15-CE03-0003 pour les travaux sur la Polynésie

ANR TIREX N°ANR-18-OURA-0002 pour les travaux sur la Caraïbe

Sauf mention contraire, toutes les illustrations et les photographies sont de l'auteur.

Littoral Environnement et Sociétés

UMR 7266

2, rue Olympe de Gouges

17000 La Rochelle

Ecole Doctorale Euclide

ED 618

23, rue Albert Einstein

17000 La Rochelle

La Rochelle Université

23, rue Albert Einstein

17000 La Rochelle

Remerciements

La réalisation de ce manuscrit de thèse a été possible grâce au concours de nombreuses personnes qui ont su m'accompagner, me conseiller et me guider tout au long de ce long processus d'apprentissage et de construction intellectuelle et personnelle que constitue l'aventure du doctorat. Aussi par ces quelques lignes je voudrais leur témoigner toute ma gratitude.

Je souhaite avant tout remercier ma directrice de thèse, Virginie Duvat, grâce à qui j'ai découvert le monde des petites îles tropicales et qui m'accompagne depuis maintenant six années sur le chemin de la recherche. Son envie de transmettre et de partager, ses conseils et sa patience ont été la clé de la réussite de ce travail de thèse. Je la remercie pour les innombrables heures consacrées à encadrer ce travail doctoral. Une pensée agréable et insulaire à la mémoire des moments partagés sur les îles polynésiennes et caribéennes.

Je remercie Olivier Maquaire et Tony Rey d'avoir accepté de lire et d'évaluer mon travail, ainsi que les membres de mon jury, Gonéri Le Cozannet et Marc Robin.

Je remercie Alexandre Magnan et Gonéri Le Cozannet pour leurs conseils avisés et les échanges riches et constructifs que nous avons eus lors des comités de thèse. Ils ont indubitablement permis d'améliorer ce travail de recherche et influencé – à l'image des petites îles tropicales – ma trajectoire d'évolution scientifique.

L'aboutissement de ce travail doctoral a été rendu possible avec le concours financier de l'Agence Nationale de la Recherche et des programmes STORISK (ANR-15-CE03-0003) et TIREX (ANR-18-OURA-0002) ; je remercie en ce sens les financeurs de m'avoir permis de conduire ces travaux.

Parce qu'une large part des données mobilisées dans ce travail de recherche a été acquise à partir de photographies aériennes anciennes et d'images satellites, je remercie les partenaires et fournisseurs qui permettent aux chercheurs travaillant sur ces espaces insulaires isolés de produire des données historiques. En ce sens, je remercie le Service de l'Urbanisme de Papeete d'avoir mis à notre disposition – au travers d'une convention – des photographies aériennes anciennes et des images satellites sur les atolls polynésiens étudiés ; l'Institut national de l'information géographique et forestière (IGN) d'avoir rendues accessibles les photographies aériennes couvrant les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy ; et le Centre National d'Études Spatiales (CNES) pour les images satellites Pléiades fournies par le biais du Dispositif Institutionnel National d'Approvisionnement Mutualisé en Imagerie Satellitaire (DINAMIS).

Les missions de terrains réalisées en Polynésie française et dans le nord des Petites Antilles ont été facilitées par l'appui logistique précieux de partenaires locaux. Je remercie ici tout particulièrement le Service de la Pêche et la Direction des Ressources Marines (DRM) de Polynésie. Je remercie également les acteurs locaux qui ont accepté d'échanger autour des problématiques qui intéressent mes travaux de recherches. Je pense ici à Maëlle Poisson de la DRM de Polynésie, à Sébastien Gréaux de l'Agence Territoriale de l'Environnement et à Sophie Durand-Olivaud, Directrice des services techniques territoriaux et Responsable du service assainissement de la collectivité de Saint-Barthélemy. Aussi je remercie Mesdames Mireille Haoatai et Teapehu Tehahe, maires des communes de Manihi et de Takaroa ainsi que Monsieur Roland Reid, maire délégué de la commune de Ahe, pour leur temps et pour avoir facilité les missions de terrain. Je n'oublie pas les habitants des atolls de Manihi, Ahe, Takaroa et de Takapoto pour leur accueil et leur aide.

Je remercie également tous les collègues du laboratoire LIENSs avec qui j'ai pu collaborer et échanger. Aux partenaires de mission et aux moments partagés sur le terrain, merci.

Je remercie l'ensemble du personnel administratif et gestionnaire du laboratoire LIENSs pour son accompagnement lors des différentes étapes de cette thèse, mais également pour ses sourires et sa bienveillance.

Une pensée infiniment reconnaissante à ma famille, mes proches et à mes amis, qui ont significativement contribué – au travers de leur soutien inconditionnel – à l'aboutissement de cette étape de vie.

Titre – Détection et attribution des changements morphologiques côtiers récents en milieu insulaire tropical (Polynésie française, Caraïbe)

Résumé

Les îles coralliennes d'atolls et les zones basses des îles hautes tropicales sont considérées comme comptant parmi les territoires les plus vulnérables aux impacts des événements météo-marins extrêmes et aux conséquences attendues du changement climatique. Néanmoins, alors que les littoraux métropolitains ont bénéficié d'un effort significatif d'évaluation de leurs évolutions passées de long terme, les espaces insulaires tropicaux ultramarins sont les moins documentés à l'échelle du territoire français.

Partant de ce constat, cette thèse propose d'investiguer le rôle des facteurs météo-marins (cyclones, houles) et anthropiques (rigidification du trait de côte, remblaiement) dans les évolutions passées d'îles coralliennes d'atolls de Polynésie française et de plages d'îles hautes du nord des Petites Antilles.

Ces travaux se basent sur un protocole méthodologique couplant l'apport de la géomatique et de la photo-interprétation assistée par ordinateur et des relevés réalisés sur les terrains étudiés. À partir d'une analyse multiscalaire (spatiale et temporelle), ils détectent et attribuent les évolutions planimétriques qu'ont connues les systèmes sédimentaires côtiers des îles étudiées.

Les résultats obtenus sur les îles coralliennes abondent dans le sens des études antérieures qui établissaient que la majorité des îles a été stable ou en extension à l'échelle des dernières décennies. Ils permettent de proposer des modèles conceptuels de trajectoires d'évolutions pluridécennales et interrogent les contributions respectives des différents facteurs d'évolution considérés. Sur les plages des îles hautes, ces travaux mettent en évidence que les caractéristiques locales des sites étudiés expliquent la très forte variabilité longitudinale des évolutions détectées dans différents contextes météo-marins. Au-delà, ces travaux contribuent à alimenter l'échantillon mondial d'îles étudiées à ce jour et participent à enrichir la connaissance sur les évolutions passées des outre-mers insulaires français.

Mots clés : Atolls, Îles hautes, géomorphologie littorale, risques liés à la mer, impacts des événements météo-marins extrêmes, Activités anthropiques, Polynésie française, Petites Antilles

Title – Detection/attribution of contemporaneous coastal changes in small tropical islands (French Polynesia, Caribbean).

Abstract

Low-lying reef islands and coastal areas of tropical mountainous islands are considered highly expose to the impacts of tropical cyclones and the expected effects of climate change. However, while the French metropolitan coasts have benefited from a significant effort to assess their long-term changes, French overseas islands are the least documented areas in French Territory.

Based on this observation, this thesis examines the respective contribution of natural and anthropogenic drivers in the past evolution of reef islands (French Polynesia) and mountainous island beaches (Northern Lesser Antilles).

This study relies on a combined approach between geomatic and fieldwork. From a multi-scalar (spatial and temporal) analysis, we detect and attribute the planimetric changes experienced by the sedimentary systems of the studied islands.

Results on reef islands are comparable to those of previous studies which established that most of the islands have been stable or in expansion over the last decades. They allow to suggest conceptual models of long-term trajectories and examine the respective contribution of the drivers considered in this study. On mountainous island beaches, this study shows that local settings explain the high longitudinal variability detected in various climatic situations. In addition, this study contributes to the global samples of studied islands and to move forward on the understanding of past coastal changes in French overseas islands.

Keywords: Atolls, Mountainous islands, Geomorphology, Coastal risks, Tropical cyclone impacts, Human-induced changes, French Polynesia, Lesser Antilles



Liste des sigles et abréviations

BRGM	Bureau de Recherches Géologiques et Minières
CNES	Centre National d'Etudes Spatiale
DOM	Départements d'Outre-Mer
DPM	Domaine Public Maritime
DSAS	Digital Shoreline Analysis System
ENM	Elévation du Niveau de la Mer
IEOM	Institut d'Emission d'Outre-Mer
IGN	Institut Géographique National
INSEE	Institut National de la Statistique et des Etudes Economiques
ISPF	Institut de la Statistique de Polynésie Française
LEB	Limite de l'Environnement Bâti
LS	Ligne de Stabilité
LV	Limite de Végétation
NHC	National Hurricane Center
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PIAO	Photo-Interprétation Assistée par Ordinateur
PP	Pied de Plage
PVA	Photographie Verticale Ancienne
SAU	Service de l'Urbanisme - Polynésie
SMSRB	Service Mixte de Surveillance Radiologique et Biologique
ZCIT	Zone de Convergence Intertropicale
ZVNB	Zone Végétalisée Non Bâtie

Sommaire	vii
Introduction générale	1
Partie Une - État des connaissances sur les systèmes sédimentaires côtiers des petites îles tropicales	9
Chapitre 1 - Morphologie, formation et facteurs d'évolution des systèmes sédimentaires tropicaux	11
Chapitre 2 - Synthèse et analyse critique des travaux de détection et d'attribution des évolutions des systèmes côtiers en milieu insulaire tropical : proposition d'une stratégie scientifique	43
Partie Deux – Présentation des zones d'étude	67
Chapitre 3 - Les atolls de l'archipel des Tuamotu (Océan Pacifique, Polynésie française)	69
Chapitre 4 - Les îles hautes de l'Arc des Petites Antilles : Saint-Martin et Saint-Barthélemy (Océan Atlantique et mer des Caraïbes)	91
Partie Trois – Matériel et méthode	121
Chapitre 5 - Détection et attribution des évolutions planimétriques et verticales des systèmes côtiers insulaires tropicaux	123
Partie Quatre – Résultats	171
Chapitre 6 - Détection des évolutions planimétriques d'îles coralliennes d'atolls sur le temps long	173
Chapitre 7 - Trajectoire d'évolution pluridécennale des îles coralliennes d'atolls : de l'influence des facteurs météo-marins de forte intensité	201
Chapitre 8 - Contribution du facteur anthropique aux évolutions de surface et de position du trait de côte des îles des zones aménagées d'atolls de l'ouest des Tuamotu	231
Chapitre 9 - Évolution des systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy entre 1947 et 2017	255
Chapitre 10 - Influence des événements météo-marins extrêmes sur l'évolution des systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy : le cas des cyclones de septembre 2017	281
Chapitre 11 - Réajustement post-cyclonique des systèmes sédimentaires côtiers : l'exemple de l'île de Saint-Barthélemy	315
Partie Cinq – Discussions et perspectives	345
Chapitre 12 - Contribution à l'effort de détection et d'attribution des changements morphologiques côtiers sur les petites îles tropicales françaises	347
Conclusion générale	389



Introduction générale

L'étude des littoraux tropicaux est particulièrement captivante pour un géographe-géomorphologue. D'abord parce qu'ils présentent une infinie diversité et complexité ; ensuite, parce que ces littoraux sont exposés à des événements météo-marins dont l'extrême intensité peut engendrer des changements dont l'amplitude n'a pas son pareil (Baines et McLean, 1976; Bayliss-Smith, 1988; Duvat et al., 2018, 2017b, 2017a, 2016a; Duvat et Pillet, 2017; Ford et Kench, 2016; Maragos et al., 1973; Pillet et al., 2019; Rey et al., 2019; Scoffin, 1993; Stoddart, 1971) ; enfin, parce qu'il existe aujourd'hui encore un réel enjeu de connaissance et de compréhension des dynamiques à l'œuvre, tant sur les îles coralliennes des atolls que sur les zones côtières basses des îles hautes, notamment sur la question de la détection et de l'attribution des évolutions et de l'identification des interactions entre les différents facteurs de forçage, qu'ils soient naturels ou anthropiques.

Les dynamiques littorales sont commandées par l'action concomitante d'une multiplicité de facteurs d'origine naturelle ou anthropique agissant à des échelles spatio-temporelles variables. Les littoraux et les formes qui les composent sont l'expression même de l'influence convergente des grandes entités qui constituent notre planète. L'atmosphère, la lithosphère, l'hydrosphère, la biosphère et l'anthroposphère agissent sur ces espaces à différentes échelles. Plus qu'une simple interface terre/mer planimétrique, les espaces littoraux sont assujettis aux caractéristiques et à l'influence de chaque sphère en tant que systèmes individuels et davantage encore aux interactions perpétuelles, complexes et multifactorielles de chacune de ces sphères entre elles. Cooper et al. (2020) disait que « l'érosion côtière est un processus complexe qui nécessite une prise en compte rigoureuse des facteurs locaux, régionaux et globaux ». C'est particulièrement l'idée que défend cette thèse. Eu égard à ces constats, l'étude de la dynamique des côtes doit – tant dans son effort de détection que d'attribution des évolutions – s'employer à intégrer l'ensemble des facteurs agissant sur les littoraux. Pour prétendre intégrer l'ensemble de ces facteurs, il est nécessaire d'aborder la question des évolutions morphologiques côtières à l'échelle locale, dans la mesure où les évolutions sont également commandées par les caractéristiques géomorphologiques, climatiques, écologiques et anthropiques des sites étudiés. Toutefois, une telle approche requiert nécessairement que des données soient disponibles sur une profondeur temporelle suffisante pour détecter des évolutions de long terme (échelle pluridécennale).

Des espaces insulaires tropicaux français encore peu étudiés

Les littoraux français ont fait l'objet de nombreuses études de suivi de leurs dynamiques. Ces dernières pourtant, parce qu'elles ont été conduites en l'absence d'un protocole méthodologique standardisé, n'offrent qu'une comparabilité limitée à l'échelle nationale. Partant de ce constat, et dans le cadre de la Stratégie nationale de gestion intégrée du trait de côte, un indicateur national d'érosion côtière a été pensé pour produire un état de la mobilité des littoraux à l'échelle du territoire français sur la base d'un indicateur unique à l'échelle des cinq dernières décennies. Toutefois, alors que cet indicateur a prioritairement été produit pour l'ensemble des littoraux métropolitains, les outre-mer sont longtemps restés en marge de cette stratégie nationale. Cette marginalisation se reflète également dans la répartition des structures en charge de réaliser le suivi de l'évolution du trait de côte. Suanez et al. (2012) ont recensé l'ensemble des observatoires du trait de côte existant en France métropolitaine et dans les DOM. Il ressort de ce travail de

recensement qu'il existait en 2012 cinquante-deux observatoires du trait de côte en France. Toutefois, leur répartition est très inégale à l'échelle du territoire, puisque 85 % d'entre eux sont situés en métropole et que seulement 15 % s'intéressent aux territoires situés dans l'océan Indien (Réunion et Mayotte) ou dans la zone caribéenne (Guyane, Martinique, Guadeloupe). Outre le fait que cette répartition soit disparate, ce recensement indique que les dispositifs de suivi dans les outre-mer sont (1) inexistant sur nombre d'îles de l'océan Indien et de la zone caribéenne (par exemple à Saint-Martin et Saint-Barthélemy) et (2) absents de la zone Pacifique (Polynésie française, par exemple), alors même que ces territoires insulaires tropicaux sont considérés comme étant parmi les plus vulnérables aux conséquences du changement climatique et des événements météo-marins de forte intensité (Duvat, 2008a; Duvat et al., 2017a, 2017b, 2016a; Giuliani et Peduzzi, 2011; Hay et Mimura, 2010; Nurse et al., 2014; Pelling et Uitto, 2001; Pillet et al., 2019).

À l'échelle mondiale, du fait de leur vulnérabilité, la question de l'évolution des zones côtières basses, et notamment celle des îles coralliennes d'atolls, est devenue une préoccupation majeure. Depuis 2009 (Collen et al., 2009), la recherche est en constante progression et est désormais riche d'un échantillon de 852 îles réparties sur 35 atolls des océans Pacifique (666 îles) et Indien (186 îles) (Duvat, 2019). Toutefois, cet échantillon ne regroupe que 8 % des 439 atolls recensés dans le monde (Goldberg, 2016) et 8 % des 77 atolls de l'archipel des Tuamotu en Polynésie française (Duvat et al., 2017a; Duvat et Pillet, 2017; Yates et al., 2013), alors même que cet archipel concentre le plus grand nombre d'atolls à l'échelle mondiale.

Contrairement aux zones littorales continentales qui profitent d'un large panel d'outils utiles aux travaux de détection des évolutions (surveillance vidéo, drones, relevés topographiques, LIDAR), les petites îles tropicales n'ont bénéficié d'aucun programme de suivi systématique et détaillé sur le long terme (Webb et Kench, 2010), car leur éloignement géographique complexifie toute initiative de la sorte. L'exemple de la répartition des observatoires du trait de côte français illustre bien cette marginalisation. L'absence historique d'acteurs compétents pour prendre en charge un suivi systématique et régulier explique en partie le manque de données sur ces territoires ultramarins. Toutefois, le fort potentiel stratégique économique et militaire de ces petites îles tropicales a laissé en héritage un ensemble de photographies aériennes anciennes qui constituent à ce jour la seule source de données historiques nécessaire à l'étude des dynamiques littorales sur le temps long.

La grande diversité des systèmes insulaires ultramarins français permet de s'intéresser à différents terrains d'étude situés dans deux océans: les îles coralliennes des atolls du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu (océan Pacifique, Polynésie française) et les plages des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy (océan Atlantique, mer des Caraïbes, Petites Antilles françaises) (Figure 1). Les premières sont situées dans l'océan Pacifique sud, en Polynésie française. Collectivité d'outre-mer, la Polynésie française s'étend sur plus de 2200 km du nord au sud (de 10° S à 30° S), depuis l'île de Hatutu (Marquises) jusqu'à l'île méridionale de Rapa, et sur près de 2000 km d'ouest en est (de 133° O à 155° O), depuis l'atoll de Manuae (Îles de la Société) jusqu'à l'atoll de Temoe (Gambier). Parmi les cinq archipels qui la composent, l'archipel des Tuamotu constitue le plus grand regroupement d'atolls à l'échelle mondiale. Ici, nous étudierons le comportement des îles des atolls de Ahe et de Takaroa et des plages de Mataiva et Takapoto à l'échelle pluridécennale. Dans la mer des Caraïbes et l'océan Atlantique, nous nous intéressons particulièrement aux plages des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, dans l'archipel des Petites Antilles. Ce dernier s'étend en arc sur 850 km du nord au sud, depuis les Grandes Antilles et l'île de Puerto Rico jusqu'aux côtes septentrionales du Venezuela. Au nord, Saint-Martin et Saint-Barthélemy, îles voisines, sont des Collectivités d'outre-mer.

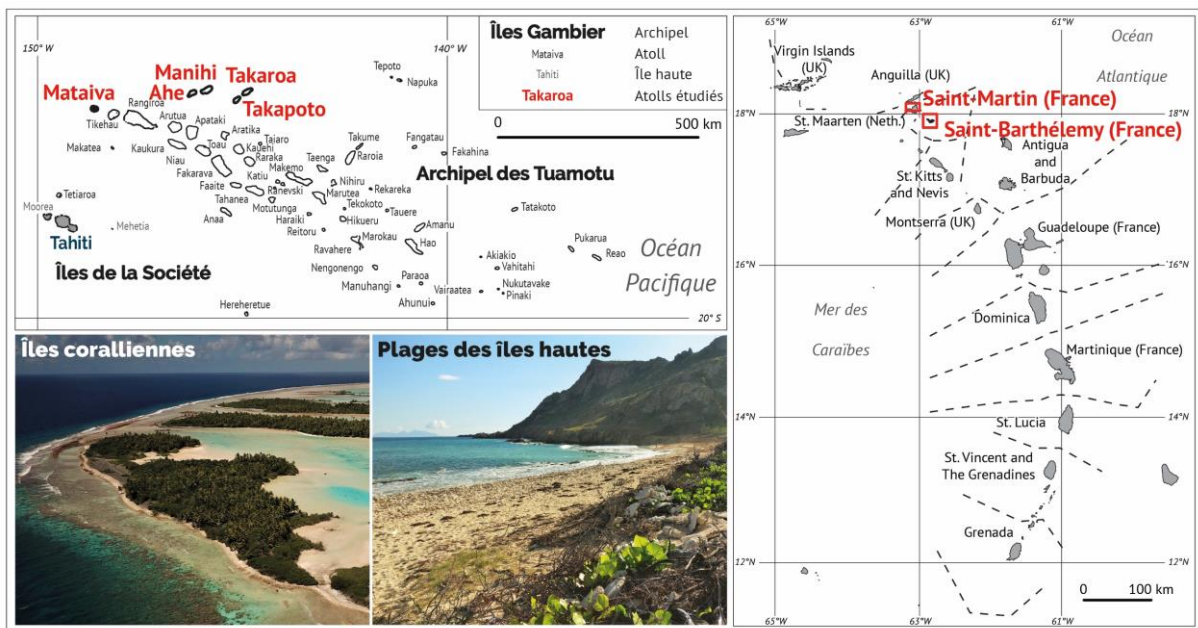


Figure 1 – Localisation des terrains d'étude : les îles coralliennes d'atolls dans l'archipel des Tuamotu (Polynésie française) et les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy dans le nord des Petites Antilles.

Les îles coralliennes d'atolls et les zones basses des îles hautes tropicales sont considérées comme étant parmi les espaces les plus vulnérables aux impacts des événements météo-marins extrêmes (Duvat, 2008a; Duvat et al., 2017b, 2017a, 2016a; Giuliani et Peduzzi, 2011; Hay et Mimura, 2010; Nurse et al., 2014; Pelling et Uitto, 2001) et aux conséquences attendues du changement climatique (en particulier, l'élévation du niveau de la mer et l'intensification des événements météo-marins les plus extrêmes) (Barnett et Adger, 2003; Dickinson, 2009; Nicholls et Cazenave, 2010).

Les îles coralliennes d'atolls, qui comptent parmi les formations les plus récentes à l'échelle de la planète (McLean et Kench, 2015), se sont formées au cours des derniers siècles à millénaires (Goldberg, 2016; Kench et al., 2014; Woodroffe et al., 1999). Elles sont composées de matériel carbonaté (sables, débris coralliens) peu ou non consolidé provenant du récif corallien adjacent (McLean et Kench, 2015) et accumulé sur le platier récifal par l'action des houles (McLean, 2011; Woodroffe, 2008). L'une de leurs spécificités est leur très faible altitude, celle-ci excédant rarement deux ou trois mètres (McLean et Kench, 2015; Stoddart et Steers, 1977). En raison de leurs caractéristiques géomorphologiques et morphométriques, la question de leur persistance dans un contexte de changement climatique reste aujourd'hui encore sujette à controverse. Néanmoins, des études ont démontré que ces îles ont non seulement majoritairement persisté, mais que certaines d'entre elles se sont même agrandies dans un contexte d'élévation du niveau de la mer (Duvat, 2019; McLean et Kench, 2015).

Les îles hautes s'opposent aux atolls par leurs caractéristiques géologiques (formations volcaniques d'une part, coralliennes de l'autre) et géomorphologiques générales ; mais il serait réducteur de considérer que tout les différencie. Les îles hautes de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy présentent en réalité des similitudes avec les îles coralliennes d'atolls du Pacifique, notamment en termes de vulnérabilité. En effet, à l'image des atolls, les îles hautes présentent des espaces aménageables restreints et finis qui, compte tenu de reliefs marqués, se répartissent essentiellement le long des zones côtières ; ces dernières se limitent aux plaines littorales et aux cordons sableux, qui ne s'élèvent que de quelques mètres au-dessus du niveau de la mer (Duvat, 2008b; Duvat et al., 2018; Pillet et al., 2019). Aussi, les caractéristiques géomorphologiques des zones côtières et la récurrence des systèmes cycloniques font que ces espaces sont très exposés aux aléas météo-marins extrêmes, comme l'ont prouvé par le passé les cyclones tropicaux qui ont touché Saint-Martin et Saint-Barthélemy, dont Luis (Cat. 4, 1995) et Lenny (Cat. 4, 1999) et, plus récemment, Irma (Cat. 5, 2017).

Questionnements scientifiques et objectifs des travaux

Bien que la compréhension des processus passés soit nécessaire pour nourrir la connaissance fondamentale, ils n'offrent pas une image fidèle de ce que pourront être les évolutions futures. Néanmoins, leur analyse est une des clés pour comprendre la situation présente, puisque cette dernière est un héritage des évolutions passées (Woodroffe, 2002). Cette thèse, qui porte sur la détection et l'attribution des évolutions morphologiques côtières à l'échelle pluridécennale dans différents contextes insulaires tropicaux, se propose de détecter les évolutions passées et de déterminer les différents facteurs qui les ont contrôlées.

La problématique générale de ces travaux est :

Dans quelle mesure les facteurs météo-marins et anthropiques ont-ils participé aux évolutions des systèmes sédimentaires côtiers en milieu insulaire tropical ?

Cette problématique générale recouvre plusieurs objectifs.

Le premier est relatif à la détection des évolutions et permettra de déterminer quelles ont été les évolutions planimétriques des îles coralliennes d'atolls et des plages des îles hautes à différentes échelles spatio-temporelles et dans divers contextes climatiques et anthropiques.

Le second objectif se rapporte à l'effort d'attribution des évolutions détectées sur les terrains d'étude. Grâce à une approche multiscalaire et multitemporelle, nous essayons d'attribuer les évolutions détectées aux différents facteurs de forçage (météo-marins : houles saisonnières et de tempête ; anthropiques : activités dans la zone côtière susceptibles de modifier directement ou indirectement la morphologie et l'hydrodynamisme des côtes). Enfin, il s'agira, dans la mesure du possible, de déterminer le poids de chaque facteur dans les évolutions détectées et d'interroger les interactions qui existent entre eux.

Apparu pour la première fois dans le troisième rapport du GIEC (IPCC, 2001), le concept de « détection/attribution » est une approche essentiellement tournée vers le climat. La terminologie utilisée se réfère à l'« *IPCC good practice guidance paper* » sur la détection/attribution (Hegerl et al., 2010). Dans le cinquième rapport du GIEC (Bindoff et al., 2013) la détection est définie comme étant « la détection du changement comme le processus consistant à démontrer que le climat ou un système affecté par le climat a changé dans un sens statistique défini sans fournir de raison à ce changement. Un changement identifié est détecté dans les observations si sa probabilité d'occurrence due à la seule variabilité interne du climat est jugée faible » (Bindoff et al., 2013). En d'autres termes et appliquée à l'étude du comportement du trait de côte, la détection consiste à identifier des valeurs extrêmes – ou significatives, en ce sens qu'elles sont supérieures ou inférieures aux valeurs d'incertitude – de variation de la position d'un indicateur de trait de côte sur une période donnée et sur un espace donné sans en chercher les causes. L'attribution, quant à elle, est définie comme étant « le processus d'évaluation des contributions relatives de multiples facteurs de causalité à un changement ou à un événement avec une affectation de confiance statistique » (Hegerl et al., 2010). Il s'agira donc, à partir des évolutions détectées, d'en expliquer les causes en identifiant la part, autant que faire se peut, de chaque facteur d'évolution identifié par rapport aux autres facteurs d'évolution. Néanmoins, nous n'affectons pas de confiance statistique à l'effort d'attribution dans ces travaux. Les facteurs d'évolution considérés sont les facteurs climatiques (houles saisonnières et de tempête) et les facteurs anthropiques. D'autres facteurs, tels que l'élévation du niveau de la mer, la production et le transport sédimentaire ne sont pas étudiés en tant que tels à l'aide de travaux de modélisation, lesquels sont encore très peu développés sur ces espaces. Leur contribution sera néanmoins abordée par déduction (c'est-à-dire sur la base des résultats obtenus pour les autres facteurs étudiés), tel que cela est généralement fait dans la littérature scientifique spécialisée.

Pour satisfaire ces objectifs, cette thèse, riche des acquis méthodologiques des programmes de recherche REOMERS et STORISK (ANR-15-CE03-0003), repose sur un protocole méthodologique couplant la géomatique (photo-interprétation assistée par ordinateur, analyse spatiale) et des relevés réalisés sur le terrain.

Ce manuscrit s'organise en cinq parties. La première partie dresse l'état des connaissances actuelles sur les îles coralliennes d'atolls et sur les plages des îles volcaniques tropicales. Elle présente les modalités de formation, d'évolution et de persistance des îles et des systèmes côtiers. Cette première partie permet également de proposer une analyse critique des travaux de détection et d'attribution qui ont été réalisés sur les types de côtes qui intéressent cette thèse et permettra d'en identifier les limites. Sur la base de ces limites, nous proposons de présenter notre stratégie scientifique pour satisfaire nos objectifs d'étude. La seconde partie se centre essentiellement sur une présentation des îles sur lesquelles portent ces travaux de recherche : les îles coralliennes d'atolls du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu et les systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. La troisième partie présente en détail le protocole méthodologique déployé pour satisfaire les objectifs de thèse. La quatrième partie présente les résultats issus de l'effort de détection mené à différentes échelles spatio-temporelles sur les îles coralliennes d'atolls et sur les systèmes sédimentaires côtiers des îles hautes étudiées. Nous présentons les évolutions planimétriques de long terme (évolution de la position des indicateurs de trait de côte, de la largeur des plages et de la surface des îles coralliennes) et centrons le propos sur les facteurs d'évolution qui ont agi sur nos zones d'étude. La cinquième partie sera un espace de discussion de nos résultats et de la contribution de cette thèse à l'effort de détection et d'attribution des évolutions morphologiques côtières sur les outre-mer insulaires tropicaux français, longtemps restés au second plan de l'intérêt porté à l'évolution des littoraux français. Au-delà de proposer une attribution des évolutions détectées, cette partie permettra également d'interroger les apports méthodologiques de cette thèse et ouvrira des perspectives pour des travaux futurs sur la base des limites identifiées dans nos travaux de détection et d'attribution.

Partie Une | État des connaissances sur les systèmes sédimentaires côtiers des petites îles tropicales

Chapitre 1 | Morphologie, formation et facteurs d'évolution des systèmes sédimentaires tropicaux

1. Les atolls du Pacifique

Les récifs coralliens, plus grande bioconstruction à l'échelle de la planète, sont édifiés par des organismes sténothermes. Leur présence et leur développement sont largement contrôlés par les paramètres environnementaux locaux. Parmi eux, la température de l'eau est l'un des critères déterminants de la présence, du développement et de l'abondance de constructions coralliennes. Elle doit être supérieure à 18°C (Coles et Riegl, 2013) et ces organismes trouvent leur optimum de croissance aux alentours de 25 à 27°C selon le SMSRB¹, alors qu'une température supérieure à 30°C nuit en général à leur développement (exception faite des coraux de la Mer Rouge et du Golfe Persique, qui résistent à des températures supérieures à 35°C ; Coles et Riegl, 2013; Riegl et al., 2011). Ainsi, les récifs coralliens sont essentiellement distribués dans la zone intertropicale et dans le prolongement des courants marins chauds (Duvat et Magnan, 2012). Au-delà des paramètres thermiques des eaux de surface, la croissance des coraux est également contrôlée par d'autres facteurs (Chappell, 1980), au rang desquels : (1) la profondeur d'eau, déterminant directement l'intensité de la lumière, essentielle au processus de photosynthèse réalisé par les zooxanthelles symbiotiques ; (2) la qualité de l'eau (turbidité, acidité, présence de nutriments essentiels aux zooxanthelles) et (3) l'exposition à l'énergie des houles (les récifs sont généralement plus développés sur les faces au vent), qui assurent l'oxygénation.

Une étude réalisée par Goldberg (2016) a permis, non seulement l'actualisation des travaux de comptabilisation d'atolls menés par Bryan (1953), mais aussi de réaliser une cartographie des atolls à l'échelle mondiale. Cette étude exhaustive comptabilise 439 atolls à la surface de la planète. Depuis Darwin (1842), premier à décrire et discuter la structure morphologique et les évolutions des récifs coralliens, de multiples travaux de définition et de caractérisation des atolls ont été menés. En décrivant les atolls comme étant des formations « *ovales, annulaires ou circulaires* », Darwin en 1842 (*in* Stoddart, 1969), a émis la théorie consistant à attribuer l'origine des atolls à la subsidence d'une formation volcanique originale sur laquelle ont pu se fixer, dans l'immensité océanique, les organismes coralliens. Or, les atolls présentent une très grande diversité de formes (Figure 2), allant bien au-delà de la simple circularité décrite par Darwin. Stoddart dit en 1969 que « toutes les formes imaginables peuvent être trouvées » et précise que, généralement, seuls les atolls de petite taille sont de forme circulaire ou oblongue. Bien que les définitions diffèrent, celle proposée par Woodroffe (2008), puis complétée par Gislcher (2016), semble être suffisamment générique pour intégrer l'entière complexité et diversité de ces entités. Ainsi, les atolls sont considérés comme étant des formations coralliennes isolées composées d'une couronne récifale – le plus souvent de forme annulaire, mais pouvant être irrégulière – continue, ou non, entourant un lagon et portant des îles, lesquelles sont constituées de sable ou de débris coralliens peu, voire non consolidés, provenant du récif et du lagon adjacents (McLean et Kench, 2015; Nurse et al., 2014; Woodroffe, 2008).

¹ Service Mixte de Surveillance Radiologique et Biologique, 1972

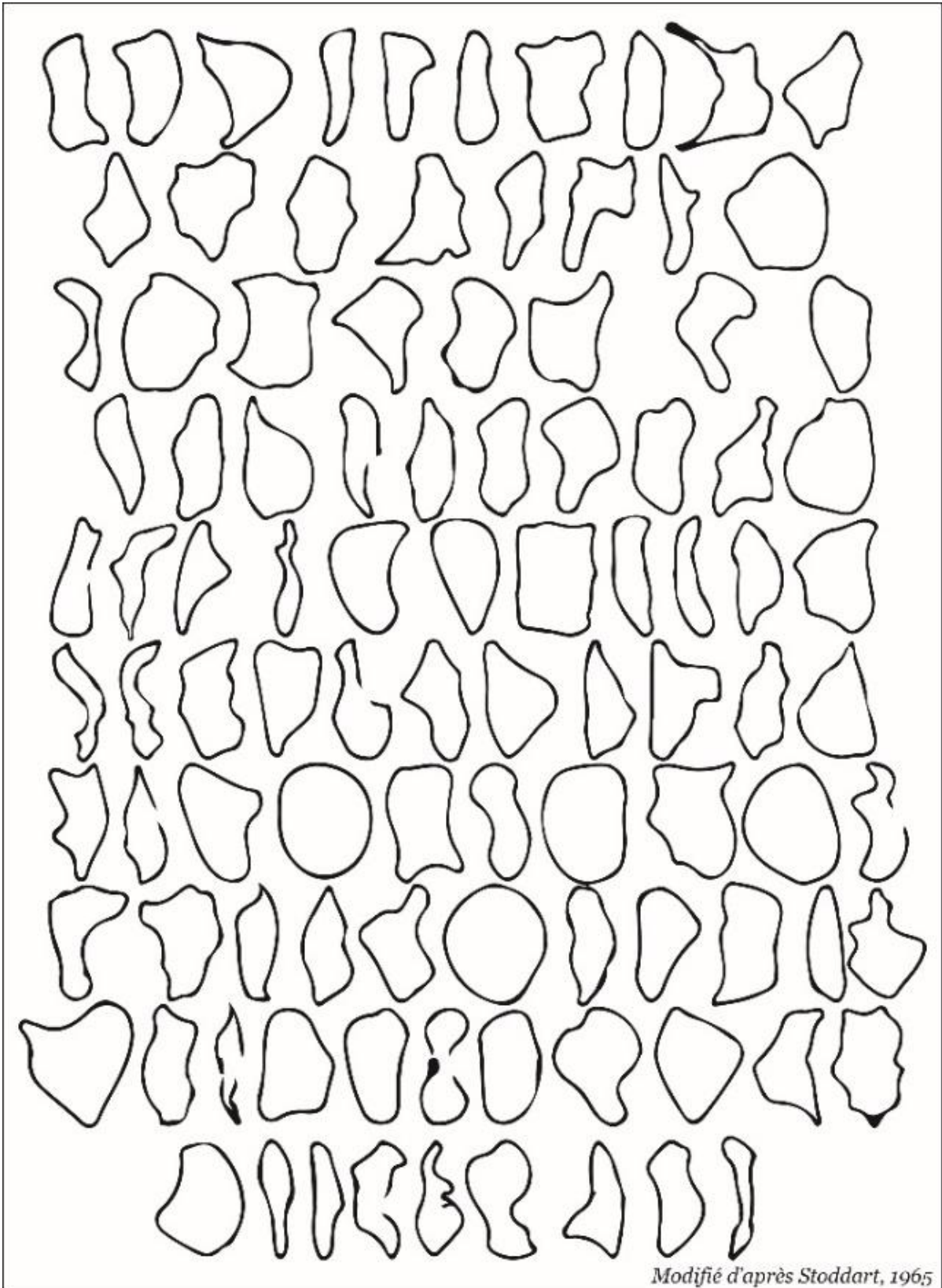


Figure 2 – *The shape of atolls* – La forme des atolls, figure issue des travaux de Stoddart (1965) illustre, avec cet échantillon de 99 atolls de l’océan Pacifique, l’immense diversité des formes que peuvent prendre ces édifices coralliens. Les échelles ne sont pas respectées et l’orientation est arbitraire.

1.1. Des pentes externes du récif au lagon

Les travaux de Stoddart (1969), s'appuyant pour partie sur des études portant sur les Îles Marshall (océan Pacifique) (Ladd et al., 1950; Tracey et al., 1955), permettent de distinguer trois grandes unités composant les atolls ; on trouve, de l'océan vers le lagon : le récif externe, la couronne récifale et le lagon (Figure 3 A et B). Les parties suivantes s'attachent à définir et à décrire ces ensembles.

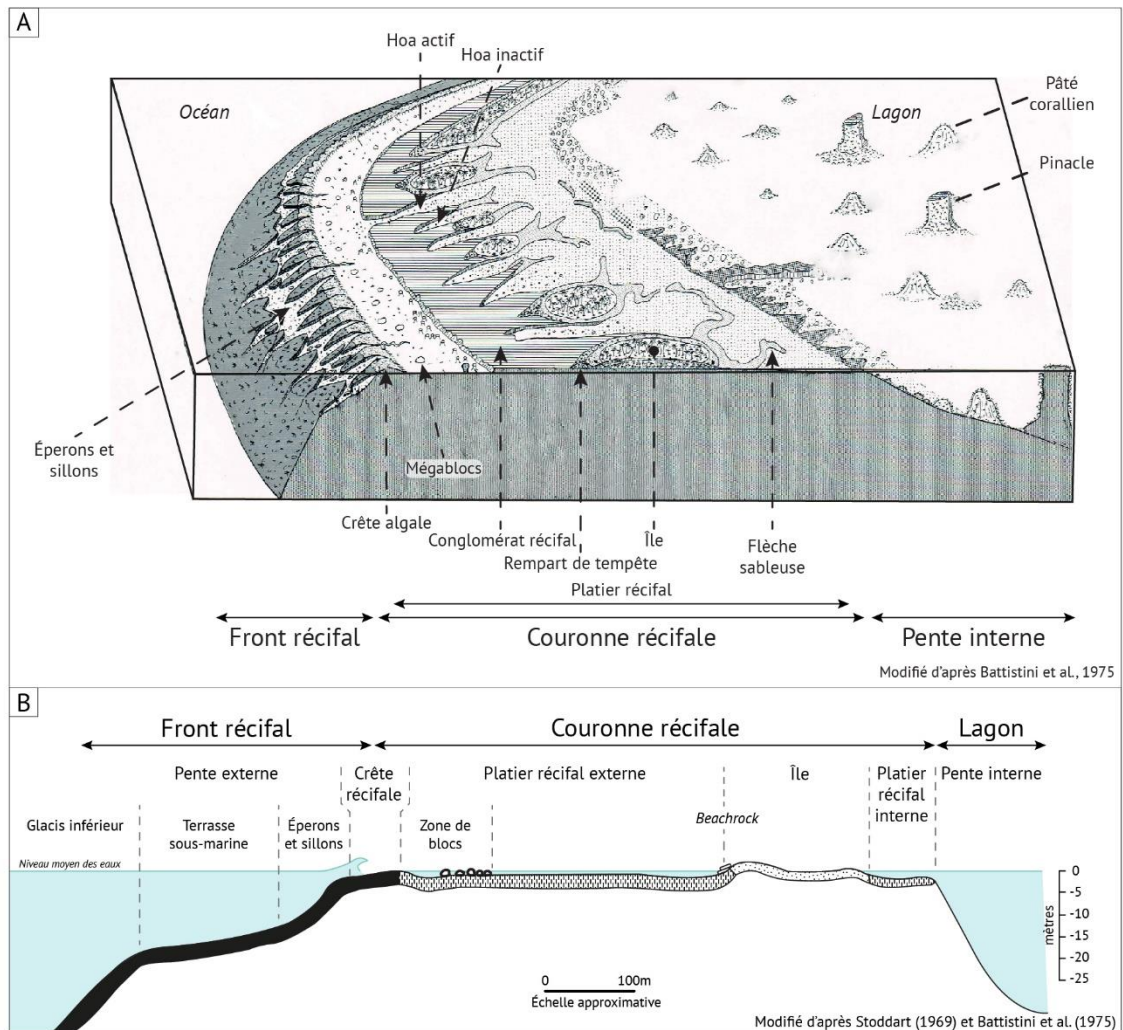


Figure 3 – (A) Bloc diagramme d'un atoll de l'archipel des Tuamotu, Polynésie française. Les trois ensembles, pente externe, couronne récifale et le lagon se succèdent depuis l'océan (1965). (B) Coupe schématique de la partie au vent d'un atoll de la zone indopacifique laissant voir les principaux éléments de zonation: le récif externe, la couronne récifale et le lagon, ainsi que les sous-ensembles ou entités constituants (d'après Stoddart, 1969 et Battistini et al., 1975).

1.1.1. Le récif externe

Situé à l'interface entre l'édifice corallien qu'est l'atoll et l'océan, le front récifal est en permanence battu par les houles. Il se développe depuis la crête récifale vers le plancher océanique, jusqu'à une profondeur généralement comprise entre 20 et 50 m (Blanchon, 2011). En coupe, le front récifal peut schématiquement se subdiviser en trois composantes, au rang desquelles, du sommet du récif vers l'océan (Figure 3 B) : le système d'éperons-sillons, une ou plusieurs terrasses sous-marines (cette composante est parfois absente) et le glacis inférieur.

Le système d'éperons-sillons peut atteindre une profondeur de 20 à 30 mètres (Rogers et al., 2013; Shinn, 2011). Il est caractérisé par l'alternance entre les éperons, qui se constituent en crêtes parallèles entre elles, et des dépressions peu profondes de quelques mètres de largeur appelées sillons. Ces derniers sont souvent recouverts de débris coralliens et de sable, alors que les éperons portent, si les conditions du milieu le permettent, des colonies coralliennes (Shinn, 2011). Communément, ce système est plus développé sur les faces au vent et sinon absent, du moins peu développé, sur les faces sous le vent des atolls (Rogers et al., 2013) : alors qu'ils sont étroits et allongés dans un contexte de haute énergie (comme on le trouve régulièrement dans l'océan Pacifique), ils ont tendance à être plus larges si l'énergie des houles est moindre (comme c'est le cas dans la Caraïbe et les Florida Keys ; Shinn, 2011). Le système d'éperons-sillons joue un rôle majeur dans les dynamiques hydro-sédimentaires associées aux houles puisqu'il absorbe leur énergie en réponse aux processus de déferlement et de friction (Kench et Brander, 2006 ; Beetham et Kench, 2018) ; en ce sens, il est considéré comme un véritable brise-lames capable, lors des événements météo-marins extrêmes, de dissiper les houles les plus destructrices (Stoddart, 1969). Succédant directement au système d'éperons-sillons, une rupture de pente marque la naissance d'une terrasse sous-marine de faible déclivité. Bien qu'elles ne se rencontrent pas systématiquement sur tous les récifs externes des atolls, ces dernières ont été observées dans tous les océans. Localement, elles peuvent atteindre une centaine de mètres de largeur, comme l'ont remarqué Montaggioni et al. (2019) sur les pentes externes de l'atoll de Takapoto par exemple (archipel des Tuamotu, Polynésie française), mais leur morphologie varie d'un atoll à l'autre. Selon Montaggioni et Braithwaite (2009), l'activité tectonique locale a conditionné la profondeur à laquelle la rupture de pente marque la naissance des terrasses sous-marines. Ces terrasses sous-marines peuvent être recouvertes de matériel détritique inerte et constituer un espace de transit et de stockage fondamental dans les dynamiques sédimentaires et les échanges île-récif. Enfin, dans la continuité des terrasses sous-marines, les profils des récifs externes des atolls sont caractérisés par la naissance d'une pente de très forte déclivité s'épanouissant jusqu'au plancher océanique. La profondeur de fermeture du prisme sédimentaire induit que tous sédiments, débris ou blocs coralliens déposés au-delà de cette troisième unité morphologique récifale seront définitivement soustraits du bilan sédimentaire du système insulaire.

Le récif externe est un élément essentiel dans le système sédimentaire, puisqu'il constitue, de par la présence d'organismes coralliens, sinon la totalité, du moins la majeure partie du stock sédimentaire nécessaire à la formation, l'évolution et la persistance des îles. Au-delà même de l'état de santé du récif corallien - bien que celui-ci détermine la quantité de matériel disponible -

ce sont les profils des pentes externes qui conditionnent l'importance des interactions île-récif. En Polynésie française, des observations de terrains réalisées par Harmelin-Vivien et Laboute en 1985 et 1986 et récemment synthétisées par Duvat et al. (2017a) permettent de distinguer trois profils caractéristiques et représentatifs du nord de l'archipel des Tuamotu (Figure 4). Parmi eux, le type 1, en raison d'une déclivité marquée et rapide vers le plancher océanique, ne permet que peu de transfert sédimentaire jusqu'au platier récifal puis vers les îles coralliennes (Figure 4, Type 1). À l'inverse, les types 2 et 3, présentent respectivement une pente douce et progressive ou marquée par la présence de terrasses sous-marines. Ces deux derniers profils permettent des échanges île-récif accrues du fait de leur morphologie (Figure 4).

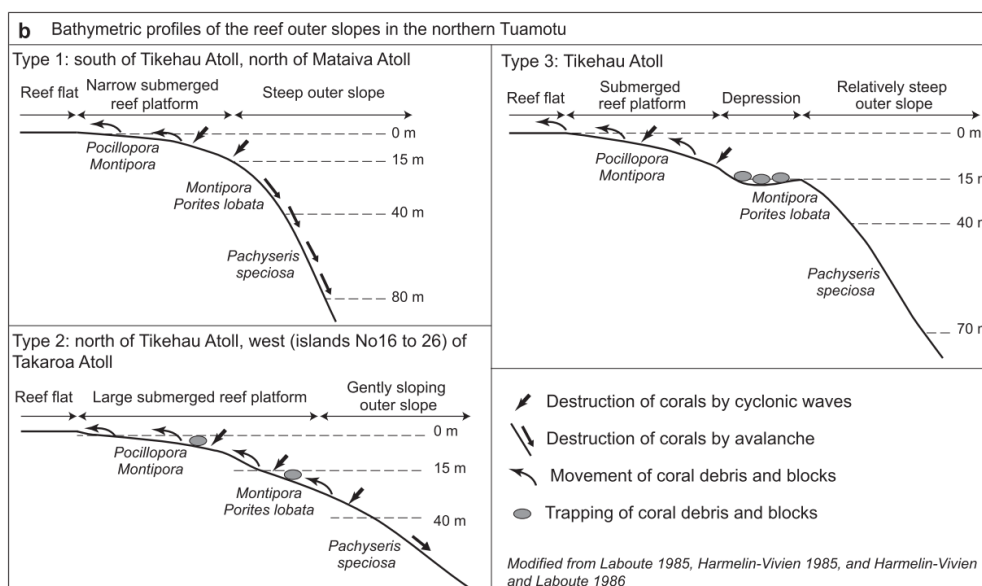


Figure 4 – Profils caractéristiques des pentes externes d'atolls dans le nord de l'archipel des Tuamotu. D'après Duvat et al., 2017

1.1.2. La couronne récifale

La couronne récifale, de plan subhorizontal, est située entre le récif externe et le lagon. Elle comprend, le plus souvent, trois unités : le platier récifal océanique (ou externe), les îles coralliennes et le platier récifal lagonaire (ou interne) (Figure 3 B). Il arrive qu'aucune île corallienne ne se développe sur la couronne récifale. La largeur de cette dernière peut varier considérablement, tant à l'échelle d'un atoll qu'à l'échelle d'un groupe d'atolls, allant de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres en fonction des configurations. Par exemple, la couronne récifale des Cocos accuse de très fortes variations de largeur à l'échelle de l'atoll, allant de quelques dizaines de mètres à l'est, à plus d'un kilomètre de largeur au sud (Woodroffe et al., 1999).

Côté océan, la limite de la couronne est marquée par la présence de la crête récifale surplombant les éperons et sillons (Figure 3 B). Sur la face au vent de l'atoll exposée au déferlement des houles dominantes, la crête récifale est généralement colonisée par des algues encroûtantes des genres *Porolithon* ou *Lithothamnion* (Woodroffe et Biribo, 2011). On préférera

dans ce cas le terme de crête algale à celui de crête récifale (Figure 3 B). Le développement de ces algues étant favorisé par l'énergie des houles, la crête sera d'autant plus marquée que le brassage des eaux est important et régulier (Woodroffe et Biribo, 2011). Sur la face sous le vent, cette crête algale est sinon absente, du moins peu développée.

À la crête algale succède le platier récifal. Habituellement recouvert d'une faible épaisseur d'eau, il peut, selon le stade de la marée, être temporairement émergé. Le platier récifal est un espace de transit pour les débris coralliens qui, arrachés au récif par des houles intenses, y seront stockés avant de migrer progressivement vers les îles coralliennes. Il sera dans ce cas appelé platier détritique, c'est-à-dire qu'il est recouvert par une couche d'épaisseur variable de sédiments inertes prêts à être remobilisés par l'action des houles déferlant sur le platier. Il est fréquent, sur les platiers des atolls les plus exposés aux événements météo-marins, de rencontrer des zones dans lesquelles se sont accumulés des blocs coralliens pluridécimétriques (Figure 3 B). Les plus volumineux d'entre eux, atteignant plusieurs dizaines de mètres cubes, seront appelés mégablocs (Figure 5 A). Ils sont généralement observés sur les platiers récifaux des atolls situés dans la zone cyclonique. Dans l'archipel des Tuamotu, Bourrouilh-Le-Jan et Talandier (1985) ont attribué la mise en place de ces mégablocs aux houles cycloniques qui, après avoir démantelé une portion des pentes externes du récif, sont capables de la transporter jusqu'au platier. Des travaux réalisés par Salvat et Salvat (1992) ont permis de révéler la présence d'un mégabloc de 4 mètres de hauteur pour un volume approchant les 30m³ sur le platier récifal de l'atoll de Nukutepipi (archipel des Tuamotu). Les auteurs estiment qu'il a probablement été mis en place en 1983 alors que la Polynésie française était exposée à cinq cyclones tropicaux.

Cependant, l'énergie nécessaire à la mobilisation de ces mégablocs a longtemps laissé la question du facteur de leur mobilisation ouverte, laquelle a été l'objet d'un certain nombre d'hypothèses. Alors que certains auteurs attribuent la mise en place de ces mégablocs aux houles cycloniques (Bourrouilh-Le Jan et Talandier, 1985), d'autres (Frohlich et al., 2011) affirment que le plus massif des mégablocs attribués à un événement météo-marin extrême ne dépassait pas les 5 mètres pour un poids total approchant les 100 tonnes (Nott, 2004 *in* Frohlich et al., 2011). Se basant sur des relevés historiques, les auteurs de cette étude estiment que seuls les tsunamis auraient l'énergie suffisante pour déplacer des mégablocs plus volumineux et massifs. Selon des observations réalisées sur le terrain, il est possible d'affirmer que ces mégablocs sont mis en place en réponse à différentes modalités de transport. Ils ont pu être soulevés par les houles puis déplacés par translation sur le platier récifal. C'est le cas des mégablocs sur lesquels les coraux sont dans une position de croissance conforme, c'est-à-dire que leurs sommités pointent vers le ciel (Figure 5 B) et que leurs extrémités sont saillantes (signe qu'il n'y a pas eu de roulage du mégabloc qui aurait alors émoussé les coraux). Les mégablocs ont également pu être mis en place par roulage. Dans ce cas, les coraux pourront être en position non conforme de croissance, c'est-à-dire que leurs sommités pointent vers la surface du platier. Cela s'observe essentiellement sur des mégablocs de petit volume.

La couronne récifale peut être continue ou ponctuellement entaillée par des chenaux de faible profondeur ou des passes. Les chenaux de faible profondeur permettent des échanges entre l'océan et le lagon. Ces derniers, appelés *hoa*, séparent les îles coralliennes (Figure 6 et Figure 7). Ils peuvent être actifs, c'est-à-dire que l'eau y circule en permanence (le courant est presque toujours rentrant), ou inactifs et pouvant alors être « réactivés » lors d'événements météo-marins de très forte intensité, générant des houles suffisamment importantes pour les franchir. Au-delà de permettre la circulation de l'eau, ces chenaux participent aux injections sédimentaires depuis le récif et le platier récifal vers le lagon. L'intensité de ces échanges est déterminée par la profondeur des *hoa*, la largeur du platier récifal dans l'axe de ces chenaux, ainsi que par l'ampleur des marées et l'énergie des houles déferlant sur le platier (Woodroffe et Biribo, 2011).

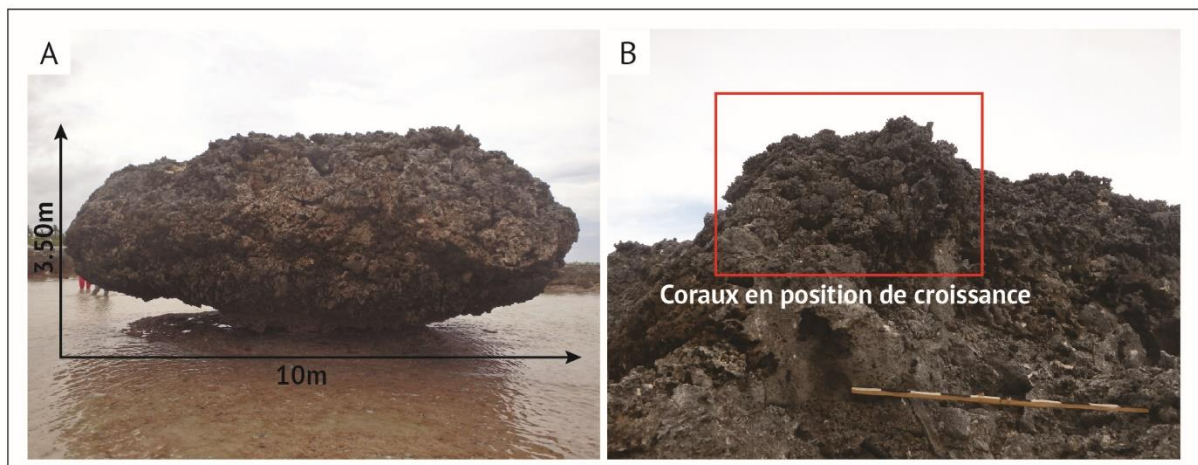


Figure 5 – Mégabloc récifal sur le platier océanique de la face est de l'atoll de Takapoto, archipel des Tuamotu, Polynésie française. Ce mégabloc, dont les dimensions atteignent environ 10 mètres par 3,50 mètres (A) a été démantelé des pentes externes du récif depuis lequel il a été déplacé à une distance approchant les 100 mètres. (B) Comme nous pouvons le voir sur cette vue détaillée, les coraux en position de croissance indiquent que ce mégabloc de taille importante a été déplacé par translation. Photographies : V.Pillet.

Il est fréquent que la couronne récifale soit interrompue par une ou plusieurs passes (Figure 6). On parlera dans ce cas d'atolls ouverts. Les passes peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de profondeur et plusieurs centaines de mètres de largeur : par exemple, la passe nord (passe de Garuae) de l'atoll de Fakarava dans l'océan Pacifique (archipel des Tuamotu, Polynésie française) atteint près de 1500 mètres de large pour une vingtaine de mètres de profondeur. Aussi, elles permettent des échanges considérables entre l'océan et le lagon, puisque sous l'effet des marées, s'organisent des courants entrants (de l'océan vers le lagon) et sortants (du lagon vers l'océan) de très forte intensité.

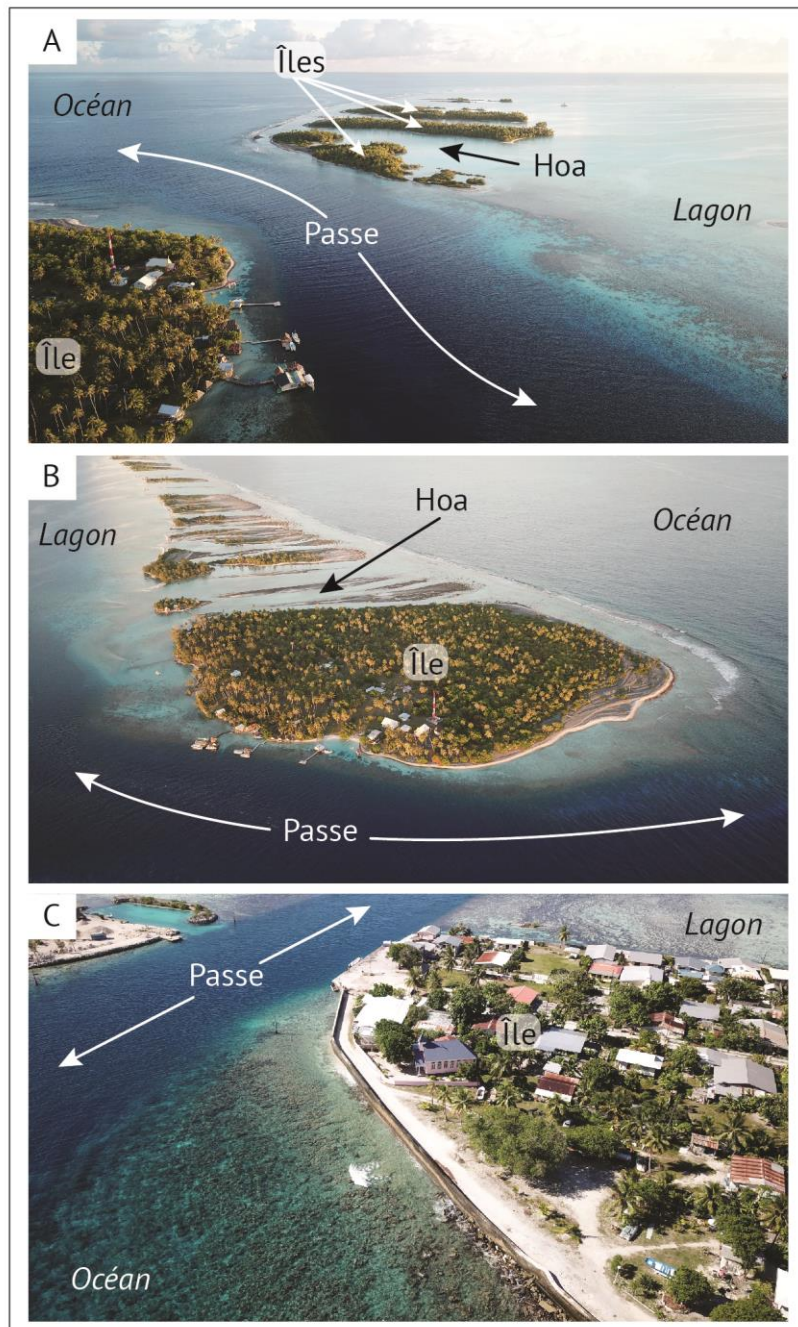


Figure 6 – Exemples de hoa et de passes dans l’océan Pacifique (atolls de l’archipel des Tuamotu, Polynésie française), vues aériennes obliques. La passe de Tetamanu au sud de l’atoll de Fakarava vue vers le sud (A) et vers l’est (B). Sur ces photographies, il est possible de noter la différence de profondeur entre les hoa et la passe. (C) Passe à proximité de l’île-village de l’atoll de Manihi (vue vers le nord). Photographies et réalisation : V.Pillet.

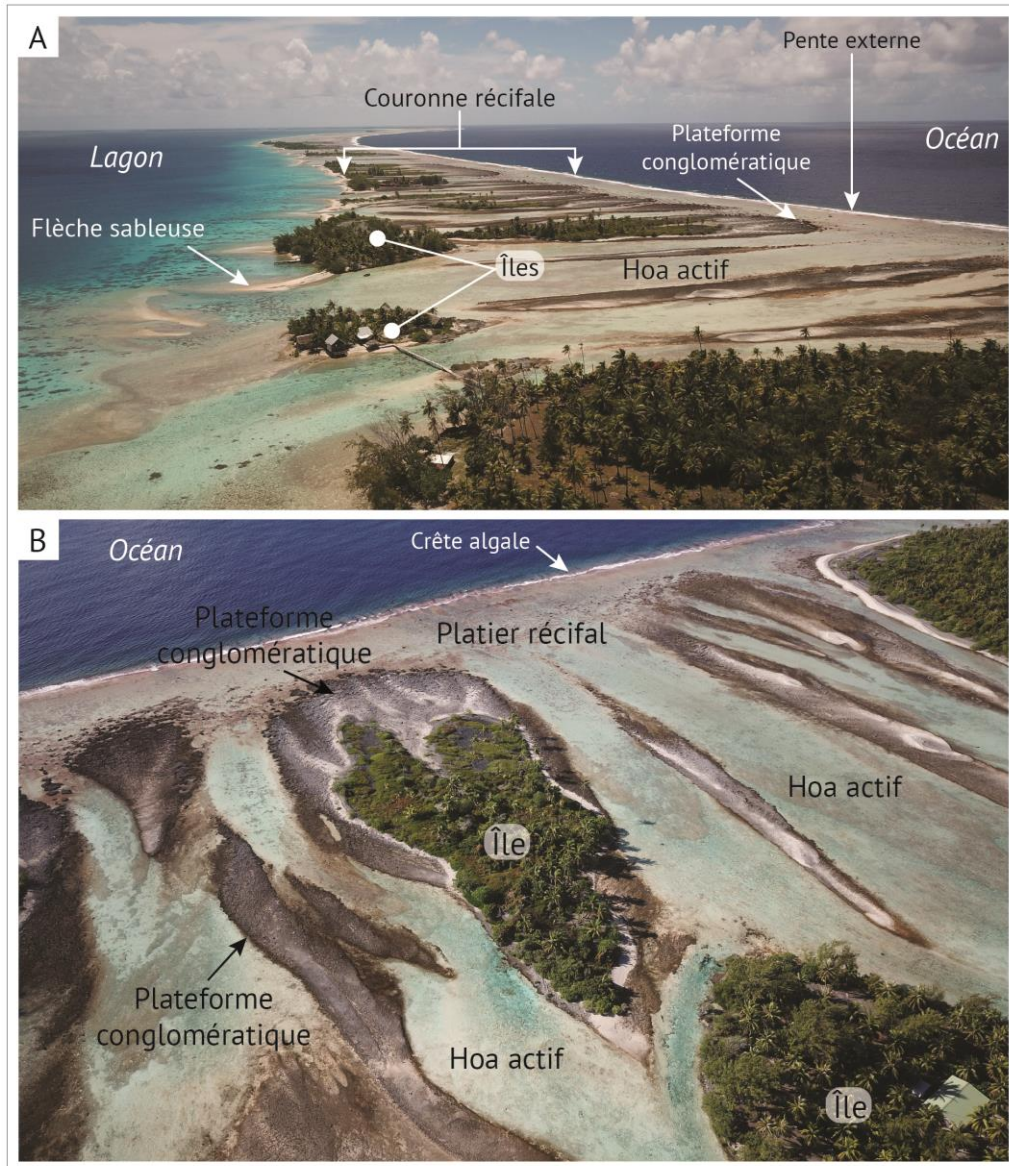


Figure 7 – Vues aériennes obliques d’une portion du sud de la couronne récifale l’atoll de Fakarava, archipel des Tuamotu, Polynésie française. (A) Les îles coralliennes d’atolls se forment sur la couronne récifale et sont séparées par des chenaux (appelés hoa) qui permettent la circulation de l’eau entre l’océan et le lagon et des sédiments des pentes externes aux îles lorsqu’ils sont actifs. (B) La plateforme conglomératique constitue souvent le point d’ancrage des accumulations sédimentaires sur la couronne récifale, qui pourront si elles sont suffisamment stables, former les îles coralliennes végétalisées. Photographies et réalisation : V.Pillet.

1.1.3. Le lagon

Selon Battistini et al. (1975), le lagon est « une dépression de profondeur et d'extension variable », pouvant être partiellement ou intégralement isolée de l'immensité océanique par la couronne récifale, selon si une ou plusieurs passes entaillent la couronne récifale. À l'échelle mondiale, la morphologie et la géométrie des lagons sont très diversifiées ; en ce sens, il est possible de faire le parallèle avec les travaux de Stoddart (1965) sur la forme des atolls, ce dernier affirmant que « toutes les formes imaginables peuvent être trouvées ». La grande diversité de la géométrie des lagons d'atolls s'exprime entre autres par la variabilité de leurs dimensions. Alors que le plus petit lagon de Polynésie française a été identifié par Salvat et Salvat (1992) comme étant celui de l'atoll Tepoto Sud (archipel des Tuamotu), dont la superficie excède à peine 3 km², les plus grands lagons atteignent des dimensions bien supérieures. Les atolls maldiviens (océan Indien) comptent parmi les plus vastes à l'échelle mondiale. Par exemple l'atoll de Haa Alifu / Noonu au nord des Maldives est, par ses dimensions, le plus grand atoll au monde : il s'étend sur 160 kilomètres par 30 kilomètres ; sa superficie totale atteint 3789 kilomètres carrés et son lagon couvre 3289 kilomètres carrés (Duvat, 2005) – soit environ 1100 fois plus que le lagon de Tepoto Sud. L'atoll de Huvadhu, au sud des Maldives, s'étend sur 80 kilomètres du nord au sud et sur 60 kilomètres d'ouest en est pour une superficie totale de 3279 kilomètres carrés (Duvat, 2005; Naseer et Hatcher, 2004 in Aslam et Kench, 2017) ; son lagon couvre 2843 kilomètres carrés (Duvat, 2005). Dans l'océan Pacifique, le plus grand atoll est Kuwajleen (Îles Marshall) ; il s'étend sur 32 kilomètres dans son petit axe et 120 kilomètres dans son grand axe ; son lagon atteint une superficie de 2174 kilomètres carrés (Woodroffe et Biribo, 2011). Dans l'archipel des Tuamotu (Polynésie française), le lagon de Rangiroa, deuxième plus grand atoll de l'océan Pacifique, s'étend sur 34 km par 79 km (Hopley, 2011), pour une superficie totale supérieure à 1574 km² (Andrefouët et al., 2008).

Les profondeurs des lagons varient aussi, allant de 1 à 2 mètres jusqu'à plus de 90 mètres (Hopley, 2011). Aux Maldives par exemple, les lagons ont des profondeurs importantes mais variables d'un atoll à l'autre, puisqu'elles sont comprises entre 49 et 80 m (Purdy et Bertram, 1993 *in* Duvat, 2005). On trouve dans certains atolls des lagons particulièrement complexes et cloisonnés, appelés lagons réticulés, dont l'atoll de Mataiva (archipel des Tuamotu, Polynésie française) constitue un bel exemple de cette forme géologique presque unique à l'échelle mondiale (Magnan, 2018). Ce dernier est composé de soixante-dix cuvettes séparées par des formations coralliennes et dont les diamètres varient entre 100 et 2000 mètres pour une profondeur moyenne de 8 mètres (Duvat et al., 2017a). La circulation de l'eau dans les lagons est influencée par différents facteurs de forçage, parmi lesquels : la vitesse et la direction du vent dominant, la hauteur et la direction des houles, l'importance et les stades (flot, jusant ou étale) des marées (Goldberg, 2016). L'influence de ces facteurs est déterminée par l'intensité et la durée de leur action (Roberts et Lugo-Fernández, 2011). Les interactions de ces facteurs avec la morphologie et la géométrie du lagon jouent également un rôle déterminant. Aussi, les caractéristiques morphologiques de l'atoll ainsi que de la couronne récifale influencent la circulation générale des eaux du lagon et conditionnent l'importance des échanges entre l'océan et le lagon. Par exemple, la présence d'une ou de plusieurs passes ou de hoa actifs (Figure 6 et

Figure 7) aura des conséquences marquées sur la circulation de l'eau, tant à l'échelle de la passe elle-même, qu'à l'échelle du lagon (Goldberg, 2016). Parmi les caractéristiques morphologiques les plus importantes, la taille du lagon elle-même détermine la propension de l'influence des vents sur la circulation des eaux de surface. En effet, plus le lagon est vaste et plus sa longueur est importante dans l'axe des vents dominants, plus l'effet de fetch est marqué, et plus les houles se forment dans une direction donnée (celle des vents dominants). À l'échelle millénaire, les lagons se comblent par sédimentation de matériel directement issu de la production du lagon ou du récif adjacent (Woodroffe et Biribo, 2011). Bien que les modalités de comblement des lagons dépendent de multiples facteurs locaux (capacité de production sédimentaire du récif par exemple), il est possible de considérer qu'ils se comblent en moyenne à une vitesse de 8 mètres par millénaire. Dans les zones de très forte occurrence d'événements météo-marins extrêmes, des pics peuvent être atteints, portant la vitesse d'accumulation verticale à 18 mètres par millénaire (Hopley, 2011).

1.2. Les îles coralliennes des atolls

1.2.1. Que sont les îles coralliennes des atolls et quand se sont-elles formées ?

Les îles coralliennes d'atolls sont constituées de matériel carbonaté (sable, débris coralliens) peu ou non consolidé, accumulé sur le platier récifal (McLean, 2011; Woodroffe, 2008) et provenant du récif corallien adjacent (Richmond, 1992 ; McLean et Kench, 2015). Les processus hydro-sédimentaires générés par l'action des houles et les courants sont les principaux facteurs d'accumulation de matériel sur la couronne récifale (Woodroffe et Biribo, 2011). Bien qu'ils ne soient pas indispensables à la formation des îles coralliennes, certains éléments morphologiques – comme la présence de conglomérat récifal par exemple – peuvent, parce qu'ils constituent des points d'ancrage, favoriser la genèse insulaire. Les événements météo-marins extrêmes, tels que les cyclones tropicaux, permettent le déplacement d'importants volumes de débris et de blocs coralliens grossiers, qui peuvent contribuer à nourrir les îles coralliennes. Les houles océaniques, bien qu'elles déferlent sur le récif externe, conservent une part résiduelle de leur énergie leur permettant de traverser le platier récifal en remobilisant tout ou partie du stock sédimentaire inerte déposé sur le platier détritique.

Les îles coralliennes des atolls, considérées comme faisant partie des formations les plus récentes à l'échelle de la planète (McLean et Kench, 2015), se sont formées au cours des derniers millénaires sous l'influence des variations eustatiques (Goldberg, 2016; Kench et al., 2014 ; Woodroffe et al., 1999). Il a été montré que la relation entre les variations du niveau de la mer et la croissance du récif corallien est l'un des éléments déclencheurs de la genèse des îles (Perry et al., 2011). Cependant, les paramètres exacts (rythmes d'évolution du niveau de la mer, par exemple) permettant l'amorce d'une accumulation sédimentaire restent aujourd'hui débattus dans la communauté scientifique (Barry et al., 2007). Selon les régions, le développement initial des îles coralliennes d'atolls peut être attribué à une élévation du niveau de la mer ou à des niveaux supérieurs à l'actuel (Stoddart et al., 1978 ; Kench et al., 2014) ou encore à une légère baisse du niveau des océans (Woodroffe et al., 1999 ; Dickinson, 2004, 2009 ; Kench et al., 2014).

L'âge des récifs et des couronnes récifales portant les îles coralliennes a fait l'objet de nombreux travaux de datation par carottage et leur période de formation est aujourd'hui bien connue. Toutefois, bien qu'il soit couramment admis que la plupart de ces îles se sont formées il y a entre 2000 et 5000 ans (Woodroffe et Morrisson, 2001 ; McLean et Kench, 2015 ; Goldberg, 2016), établir la chronologie précise de la formation des îles coralliennes d'atolls reste une tâche complexe en raison de la nature même des matériaux qui les constituent. Couramment utilisées, les techniques de datation au carbone 14 permettent de donner une indication sur la période de mort de l'organisme corallien, autrement dit, lorsqu'il a été arraché au récif. Or, les dynamiques sédimentaires montrent que, dès lors qu'ils ont été soustraits au récif, les débris coralliens peuvent être soit directement déposés sur les parties émergées du système insulaire, soit être stockés sur le platier récifal ou sur les terrasses sous-marines du récif externe. Ces sédiments constituent alors des stocks détritiques inertes qui, sous l'influence de l'hydrodynamisme quotidien, migreront progressivement vers les îles coralliennes. Toutefois, bien que ce processus puisse être rapide selon le contexte hydrodynamique, il peut également prendre des siècles, voire des millénaires. Dans ce dernier cas, il sera difficile de dater avec précision l'âge des îles coralliennes, bien qu'une datation des débris coralliens apporte des éléments riches pour la reconstruction d'une chronologie des processus passés (occurrence d'événements météo-marins extrême par exemple).

1.2.2. Typologie des îles coralliennes d'atolls

La grande diversité morphologique des îles coralliennes, tant à l'échelle intra-atoll qu'à l'échelle inter-atolls a poussé les scientifiques à réaliser des tentatives de classification des îles coralliennes. Une grande partie des typologies des formations récifales et des îles coralliennes se basent sur des travaux réalisés sur la Grande Barrière de Corail australienne (Smithers et al., 2011). Hopley (1997) a réalisé une revue de littérature, lui permettant de distinguer quatre grands critères de classification des îles coralliennes, au rang desquels : les caractéristiques des sédiments constituant les îles, la position de l'île sur la couronne récifale, la forme de l'île et la végétation.

Bien que de nombreux travaux de classification aient été réalisés durant le dernier siècle, dont les travaux de Darwin (1842) ont marqué le commencement, nous nous appuyons, dans le cadre de cette étude sur la typologie proposée par Stoddart et Steers en 1977 puisqu'elle est acceptée par la communauté scientifique. Dans ces travaux intitulés *The nature and the origin of coral reef islands*, les auteurs proposent une description minutieuse de chacun des sept types d'îles qu'ils ont fait émerger. Les sept types d'îles inclus dans la typologie de Stoddart et Steers sont les suivants : les cayes de sable, les cayes de débris coralliens, les motus, les îles à mangrove, les îles à mangrove avec crête de plage sur la face au vent, les îles basses boisées et les îles récifales élevées (traduction de Stoddart et Steers, 1977 d'après Duvat, 2005) ; ils permettent d'intégrer l'entière diversité morphologique des îles coralliennes.

Dans l'océan Pacifique, et notamment en Polynésie française, la couronne récifale des atolls est essentiellement occupée par des motu, lesquels montrent de très fortes disparités de taille, les plus petits n'excédant pas l'hectare, alors que les plus grands atteignent facilement

plusieurs dizaines ou centaines d'hectares (comme c'est le cas des vastes motus qui composent le secteur nord / nord-est de l'atoll de Fakarava dans l'archipel des Tuamotu). Ces îles coralliennes se distinguent par la dissymétrie topographique et géomorphologique existant entre ses faces océaniques et lagunaires : alors que la côte océanique est caractérisée par la présence d'une crête de plage atteignant 3 à 5 mètres (Duvat, 2005) composée de débris coralliens grossiers, la face lagonaire est quant à elle occupée par une plage de sable de très faible développement vertical. La partie interne de l'île est marquée par la présence d'une dépression d'altitude moindre que ses parties externes, favorisant la stagnation d'eau et la formation de marécages. Les extrémités des motu sont très mobiles puisqu'elles sont caractérisées par la présence de flèches sableuses non consolidées, lesquelles peuvent obstruer les hoa lorsque leur partie distale s'agrège au motu situé en aval de la dérive littorale.

Schématiquement, il est possible de distinguer trois unités sur les motu tels qu'ils sont décrits par Stoddart et Steers (1977) : la face océanique et la face lagonaire entre lesquelles se développe une partie centrale stabilisée, généralement plus basse et pouvant former une dépression topographique, pouvant être marécageuse ou colonisée par la végétation insulaire.

1.2.3. Zonation du système insulaire des motu

Les faces océaniques des îles coralliennes d'atolls sont essentiellement composées de débris coralliens pluricentimétriques issus du démantèlement du récif adjacent puis de la remobilisation des sédiments par les houles océaniques, lesquelles dominent les processus hydrosédimentaires. Au-devant des îles ou en bas de plage, il est fréquent d'observer des formations indurées pouvant résulter soit de la lithification des sédiments de la plage formant des dalles plus ou moins continues présentant un pendage conforme, on parlera alors de beachrock, soit de l'agglomération de blocs coralliens désorientés (Woodroffe et Biribo, 2011) formant un substrat induré de plan subhorizontal pouvant être émergé de plusieurs décimètres (signe d'un niveau marin ancien plus élevé que l'actuel), on parlera dans ce cas de conglomérat récifal (Figure 7 et Figure 8). Bien que ces formations lithifiées constituent, là où elles sont présentes, un obstacle pour les houles de temps calme, elles sont aisément franchies par des houles de plus haute énergie. L'accumulation des sédiments par les houles sur la plage de la face océanique consiste en la succession de crêtes d'accumulation plus ou moins parallèles (Figure 8) et plus ou moins formées. La crête de plage océanique constitue généralement la partie la plus haute des îles coralliennes. À l'arrière de la crête de plage, plusieurs configurations se rencontrent sur le terrain en fonction de l'énergie à la côte ou de la fréquence des cyclones tropicaux passés. Sur les côtes océaniques exposées à une énergie moindre, la végétation côtière succède rapidement à la zone active de la plage. Sur les côtes océaniques soumises ou ayant été soumises à des événements de forte intensité, il ne sera pas rare de trouver sur l'arrière-plage de vastes zones d'accumulation de blocs coralliens. Ces champs de blocs peuvent localement atteindre plusieurs centaines de mètres, comme cela a été observé sur l'atoll de Takapoto (Duvat et Pillet, 2017).

La face lagonaire des îles se distingue de la face océanique par son élévation moindre et par la faible granulométrie des sédiments qui composent ses plages. Alors que la face océanique est dominée par des débris coralliens grossiers, les plages de la face lagonaire sont essentiellement

composées de sable corallien et de débris de mollusques (Stoddart et Steers, 1977). Les crêtes de plage ont généralement un faible développement vertical et les plages présentent un profil peu prononcé. Sur la face lagonaire, les extrémités des îles sont généralement marquées par la présence de flèches sableuses (Figure 8) caractérisées par une forte mobilité de leurs parties distales. Lorsque le lagon de l'atoll est suffisamment vaste pour que des houles y soient formées par le vent, les sédiments qui ont été injectés par les hoas pourront alors être remaniés et déplacés le long des côtes sous l'effet de la dérive littorale. Lorsque la partie distale de ces flèches migre jusqu'à atteindre l'île située à proximité immédiate en aval-dérive, cela a pour conséquence de fermer l'extrémité lagonaire du hoa, empêchant ainsi les échanges sédimentaires. Cependant, lors des épisodes de houles formées et de haute énergie, cette flèche est ouverte et le hoa réactivé, ce qui forme un cône de déjection sédimentaire.

Entre la face océanique et la face lagonaire des îles, l'on trouve généralement une dépression topographique pouvant être occupée ou ayant été occupée par un marécage. Cette dernière, correspondant à la zone stabilisée du système insulaire, est souvent occupée par une végétation pouvant être composée de cocotiers (*Cocos nucifera*) là où cette espèce est exploitée ou d'espèces indigènes là où l'activité anthropique est nulle ou limitée.

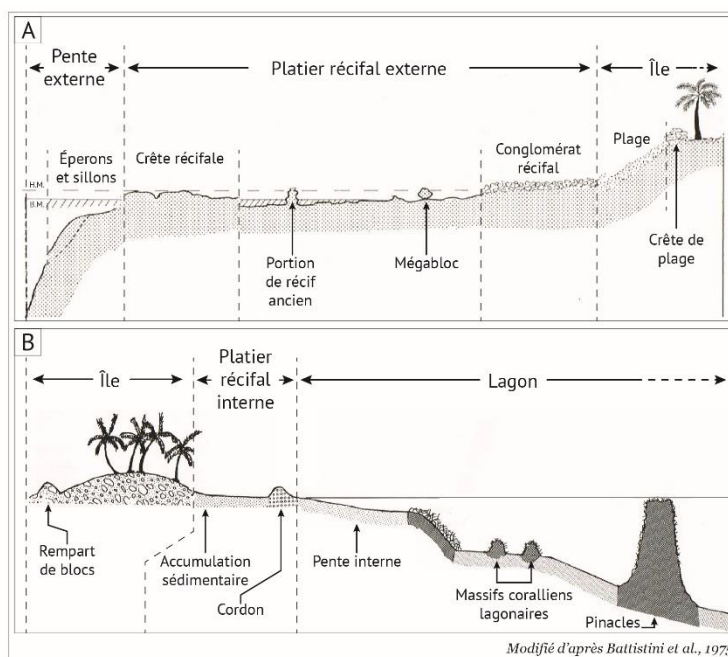


Figure 8 – Coupes transversales schématiques des faces océanique (A) et lagonaire (B) d'un atoll de l'océan Pacifique d'après Battistini et al. (1975).

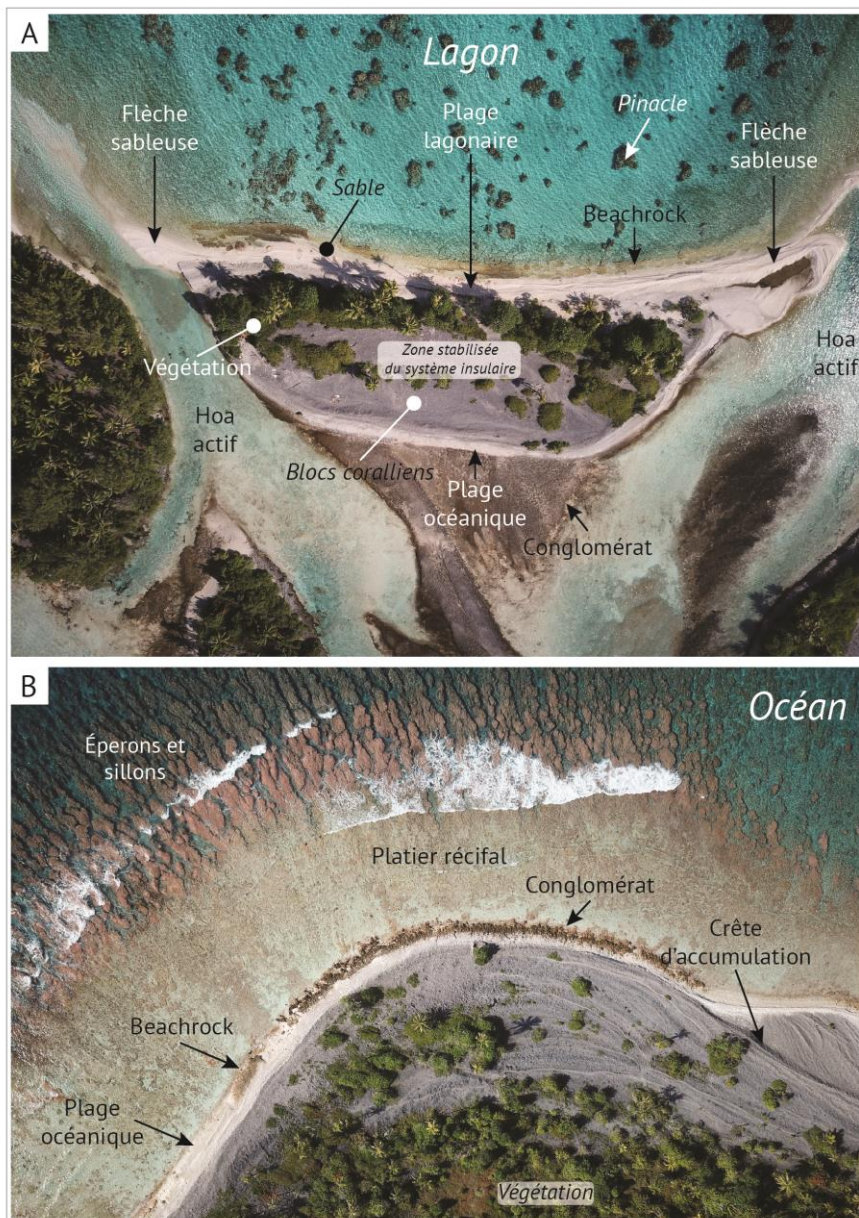


Figure 9 – Vues aériennes verticales d'îles coralliennes du sud de l'atoll de Fakarava, archipel des Tuamotu, Polynésie française. Photographies et réalisation : V.Pillet.

2. Les plages des îles hautes

Aux îles basses coralliennes, s'opposent les îles hautes d'origine continentale ou volcanique, qui se distinguent des premières par leur topographie et leur évolution géomorphologique spécifiques (Duvat, 2005). Parce que dans la zone caribéenne cette thèse se concentre sur les îles du nord des Petites Antilles, nous abordons ici exclusivement les îles hautes d'origine volcanique. Sur les littoraux de ces îles, succèdent aux côtes rocheuses escarpées – dont les rythmes d'érosion laissent penser qu'elles sont figées – des côtes sédimentaires meubles auxquelles appartiennent les plages. Ces dernières, parce qu'elles sont essentiellement constituées de sédiments non cohésifs, s'ajustent en permanence aux facteurs de forçage qui façonnent leur morphologie à différentes échelles spatio-temporelles ; en ce sens, elles comptent parmi les systèmes côtiers les plus dynamiques à l'échelle de planète (Woodroffe, 2002) . Sur les îles hautes des Petites Antilles, nos travaux se focalisent spécifiquement sur ces systèmes sédimentaires meubles ; l'évolution des côtes rocheuses n'est pas étudiée. Pour cette raison, cette partie se centre sur les systèmes côtiers et les types de formations récifales que l'on rencontre sur ces îles, ainsi que sur les différents types de plages de sable et de débris coralliens qui se développent à l'arrière d'eux. Nous décrivons dans un premier temps les deux grands types de systèmes côtiers que sont les plages d'arrière-récif et les plages ouvertes. Nous présentons ensuite les caractéristiques morphologiques des plages adosées et des systèmes cordons-lagunes, lesquels se développent aussi bien à l'arrière des récifs frangeants que des systèmes côtiers ouverts. Cette partie se veut être le pendant de la présentation faite sur les îles coralliennes d'atolls, bien que les systèmes sédimentaires côtiers des îles hautes présentent des spécificités moins complexes. Les facteurs d'évolution qui régissent les dynamiques de ces systèmes sédimentaires font l'objet d'un développement commun avec les îles coralliennes dans la troisième section de ce chapitre (p.33).

2.1. Les systèmes côtiers des îles hautes

L'avant-côte des littoraux des îles hautes tropicales peut présenter une morphologie et un fonctionnement hydro-sédimentaire différent selon que s'y développent des formations récifales bio-construites ou non. Lorsque ces dernières se développent sur l'avant-côte, on rencontre plusieurs types de formations récifales, comme les récifs frangeants – qui constitue la forme la répandue dans les Antilles – ou les récifs-barrières – qui sont les plus abouties et beaucoup plus larges que les premiers. Parce cette thèse porte sur des îles hautes où les formations récifales, lorsqu'elles sont présentes, sont essentiellement constituées de formations coralliennes non bio-construites et de récifs frangeants, cette partie décrit deux types de systèmes que l'on rencontre notamment sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy : les plages d'arrière-récif qui se forment sur les côtes au-devant desquelles est édifié un récif frangeant et les plages ouvertes, que l'on retrouve sur les côtes sans récif corallien.

2.1.1. Les systèmes d'arrière-récif

Les récifs frangeants sont l'une des formations coralliennes les plus répandues sur les côtes des îles hautes de l'arc antillais. Localement, ils bordent les îles qui leur ont servi de point d'ancrage. Ces formations récifales sont généralement étroites. Leur zonation transversale permet de distinguer jusqu'à quatre unités. Depuis l'océan vers la terre, on trouve : les pentes externes du récif (ensemble fronto-récifal) ; le platier, dont la largeur peut varier (ensemble épi-récifal) ; la dépression d'arrière-récif sur les récifs frangeants les plus développés (ensemble post-récifal) ; la plage (ensemble fronto-littoral) (Battistini et al., 1975) (Figure 10, Figure 12 A).

Les pentes externes du récif présentent une déclivité variable vers le large (Duvat, 2005) et sont caractérisées par la présence d'éperons et de sillons. C'est sur ces dernières que croissent les organismes bio-constructeurs qui contribuent, lorsqu'ils sont arrachés au récif par de puissantes houles, à nourrir les systèmes sédimentaires côtiers. Les pentes externes, qui appartiennent à l'ensemble fronto-récifal, sont surplombées par la crête récifale qui marque la transition vers l'île avec l'ensemble épi-récifal. La diminution progressive de la profondeur liée à la morphologie des pentes externes et à la présence de la crête récifale provoque le déferlement prématuré de la houle, dont l'onde résultante se propage avec une énergie largement diminuée sur le platier (ensemble épi-récifal). Le platier est généralement colonisé par herbiers de phanérogames (Hily et al., 2010) pouvant permettre la rétention de sédiments (Duvat, 2005) sur l'avant-plage et les petits fonds. Selon les configurations, on trouve en bordure interne du platier une dépression d'arrière-récif (aussi appelée chenal d'embarcation) dont la profondeur n'excède pas le mètre et qui canalise, lorsqu'il existe, le courant de dérive-littorale (Duvat, 2005). Au platier succède l'ensemble fronto-littoral dans lequel se forment et évoluent les accumulations sédimentaires côtières que sont les plages (Figure 10, Figure 12 A). Lorsqu'au devant d'elles se développent un récif frangeant, on parlera de plage d'arrière-récif.

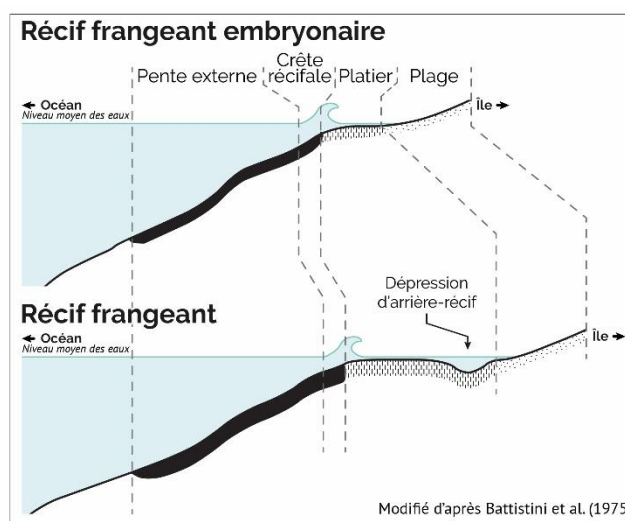


Figure 10 - Coupes schématiques de récifs frangeants.

2.1.2. Les systèmes ouverts

Les récifs frangeants ne se rencontrent pas partout sur le pourtour des îles volcaniques et continentales. Sur les littoraux sans récif, la morphologie de l'avant-côte et les processus hydrodynamiques qui contrôlent la dynamique sédimentaire sont différents (Figure 11). Dans cette configuration, les systèmes sédimentaires côtiers sont directement ouverts sur le large (Duvat, 2005) et soumis à l'influence du déferlement des houles, qui atteint la plage avec une énergie supérieure que sur les plages d'arrière-récif, où elles sont amorties sur la crête récifale. Sur les plages ouvertes, les houles et les courants côtiers qu'elles génèrent constituent l'agent premier du transport sédimentaire. Les plages qui s'y développent peuvent être, selon les configurations, des plages adossées à des plaines littorales, à des côtes rocheuses ou des systèmes cordon-lagune.

L'avant-plage, qui s'étend entre la partie supérieure de l'avant côte et le pied de la berme de plage, correspond à la zone temporairement émergée à marée basse. Le haut de plage est quant à lui toujours émergé. Cette zone comprend la partie subaérienne de la plage et, lorsqu'elles s'y développent, les formes d'accumulation éolienne que sont les dunes. C'est aussi dans cette zone que se forme, lorsqu'elle est présente, la berme de plage (Figure 11) (Short et al., 1999).

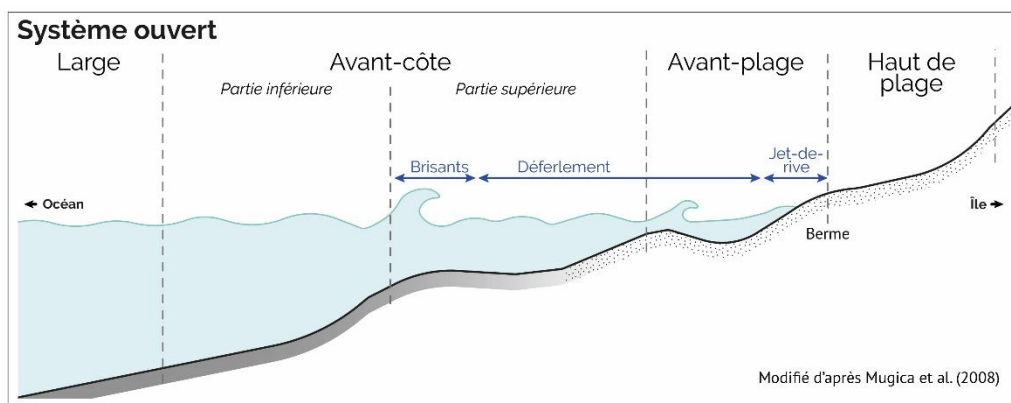


Figure 11 – Coupe schématique d'un système côtier ouvert sur le large

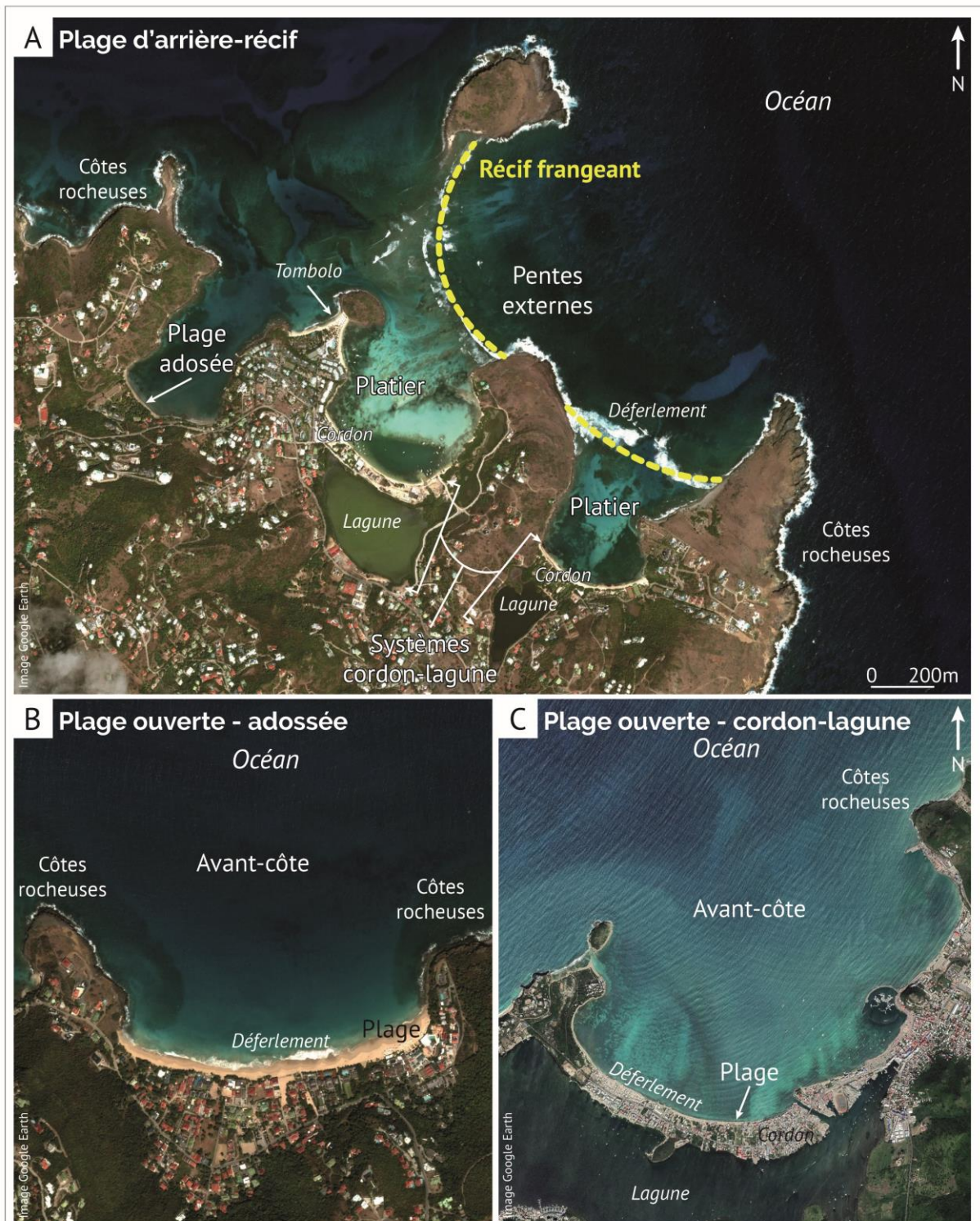


Figure 12 – Vues verticales des systèmes côtiers rencontrés sur les îles hautes volcaniques du nord de l’arc antillais. (A) Sur les côtes où se développe un récif frangeant, la présence des pentes externes et de la crête récifale provoque le déferlement des houles bien au-devant des plages d’arrière-récif. (B) et (C) Sur les plages ouvertes, les houles déferlent directement en bas de plage. Sur les deux types de systèmes côtiers, on rencontre des plages adosées et des systèmes cordon-lagune. Réalisation : V.Pillet.

2.2. Plages adossées et systèmes cordon-lagune des îles hautes

Les plages comptent parmi les systèmes côtiers les plus dynamiques à l'échelle de planète (Short et al., 1999 ; Woodroffe, 2002). Deux pré-requis essentiels conditionnent leur existence le long des côtes : des houles suffisamment énergiques et des stocks sédimentaires mobilisables. Leur caractère dynamique leur permet d'ajuster en permanence leur morphologie aux facteurs de forçages qui les forment et les façonnent (Woodroffe, 2002). Les plages sont des formes d'accumulation sédimentaire qui se maintiennent malgré l'action permanente des houles et du caractère non-consolidé des sédiments qui les composent (Woodroffe, 2002); c'est notamment le caractère mobile des sédiments et la situation d'équilibre qui s'instaure avec les processus qui les modèlent qui leur permettent de se maintenir (Woodroffe, 2002). Les plages varient en taille et en forme. Certaines atteignent des centaines de kilomètres de longueur, tandis que d'autres – comme les plages de poche – s'étendent sur quelques dizaines de mètres. Dans les îles hautes du nord des Petites Antilles, les plages sont de taille moyenne, voire de petite taille pour les plages de poche qui se sont formées entre deux caps rocheux. La forme planimétrique des plages découle directement de la direction dominante des houles, laquelle peut être modifiée par des processus de réfraction lorsque la bathymétrie décroît et de diffraction lorsque les houles atteignent la côte et des caps rocheux. Lorsque les houles arrivent parallèlement à la côte, elles n'entraînent pas de transport sédimentaire longitudinal. À l'inverse, lorsque qu'elles déferlent obliquement à la côte, elles génèrent un courant de dérive littorale qui permet la migration des sédiments le long des côtes. La puissance de ce courant de dérive littorale est maximum lorsque les crêtes de houles ont un angle de 45° par rapport au rivage, bien que la période et la hauteur des vagues au déferlement (qui influe sur le volume d'eau mis en mouvement) auront une répercussion directe sur la vitesse de ce courant longitudinal (Paskoff, 2010). Sur les îles qui intéressent nos travaux, on rencontre deux types de plages: les plages adossées à des plaines littorales, à des côtes rocheuses et les systèmes cordon-lagune (Figure 10, Figure 12 A, B et C). Ces deux types de plages se rencontrent tout à la fois à l'arrière des récifs frangeants et des systèmes ouverts sur le large.

3. Facteurs d'évolution et de stabilisation des systèmes sédimentaires côtiers des îles tropicales

3.1. Les événements météo-marins extrêmes

3.1.1. Des injections sédimentaires épisodiques : les événements météo-marins extrêmes, mécanisme fondamental de la formation des îles d'atolls

Les événements météo-marins de forte intensité ont joué un rôle central dans la formation des îles coralliennes d'atolls, notamment dans les zones où ils sont fréquents (Stoddart, 1971). Ces derniers ont également influencé la morphologie des îles et la nature des sédiments qui les constituent. Alors que les îles situées à proximité de l'équateur (zone de faible occurrence cyclonique) sont, sinon intégralement, du moins majoritairement constituées de sable corallien (McLean et Woodroffe, 1994), celles situées dans les zones de forte occurrence cyclonique sont principalement composées de débris et de blocs coralliens (McLean, 1980 *in* Woodroffe et al., 1999).

Les modèles de formation des îles coralliennes d'atolls sont nombreux et les hypothèses de leurs conditions de mise en place ont été largement débattues (Stoddart et Steers, 1977 ; Bayliss-Smith, 1988 ; Woodroffe et al., 1999 ; Barry et al., 2007). Bien que pouvant paraître très simplifiée, il existe une hypothèse selon laquelle les îles coralliennes auraient pu être formées il y a trois à quatre mille ans, sous l'influence d'un seul épisode d'accrétion, résultant soit d'une variation eustatique, soit d'un événement météo-marin de forte intensité (Woodroffe et al., 1999). Bien que les cyclones puissent localement entraîner un recul de la position du trait de côte (les impacts des cyclones sur la morphologie côtière sont détaillés p. 33), ils contribuent également à injecter de large quantité de sédiments frais venant nourrir le système insulaire. Ces injections sédimentaires sont nécessaires au développement de certaines îles (Bayliss-Smith, 1988 ; Duvat et Pillet, 2017). Par exemple, le cyclone Bebe (octobre 1972) a entraîné, en raison de l'importance des volumes déposés par les houles, une extension de près de 20 % de la surface totale de l'atoll de Funafuti dans l'océan Pacifique (Baines et al., 1974, Maragos et al., 1973). Ce dernier constitue, à ce jour encore, le cas le plus démonstratif et probant de la contribution des événements météo-marins extrêmes à l'alimentation des îles. Selon Duvat et Pillet (2017), la propension des injections sédimentaires est conditionnée par trois paramètres essentiels, au rang desquels : la capacité de production sédimentaire du récif, les « couloirs de transports sédimentaires » (*sediment transport pathways*) et la disponibilité d'espace sur le conglomérat récifal permettant l'accumulation sédimentaire ou l'extension des îles.

Sur une échelle allant du siècle au millénaire, les variations de fréquence des événements météo-marins extrêmes peuvent expliquer les évolutions morphologiques majeures subies par les îles coralliennes (Blumenstock, 1961 ; Bayliss-Smith, 1988). De plus, alors qu'ils peuvent, par action mécanique liée aux houles (Harmelin-Vivien et Laboute, 1986), détruire les organismes coralliens sur les pentes externes du récif (jusqu'à 100 % selon les cas, bien que le taux de destruction varie considérablement (Treml et al., 1997), les cyclones ont, sur le long terme, un effet bénéfique pour le développement du récif (Harmelin-Vivien, 1994) ; notamment en

dispersant les organismes et en décapant les platiers récifaux pouvant être recouverts de débris coralliens freinant le développement des organismes présents sur ce dernier. En moyenne, le temps de régénération d'un récif corallien après destruction par des houles cycloniques est compris entre 5 et 50 ans.

À l'échelle de la zone intertropicale, tous les atolls ne sont pas soumis aux mêmes régimes d'événements extrêmes et McLean et Woodroffe (1994) ont démontré que la fréquence des événements cycloniques influençait directement les configurations morphologiques générales du système insulaire (Figure 13).

Lorsque les cyclones sont fréquents (Figure 13 A), on trouve sur le platier récifal des formes d'accumulation liées à ces épisodes de haute énergie. Au-delà du fait que la crête algale est plus développée que sur les atolls moins exposés aux cyclones, des blocs récifaux (mégablocs) et des remparts de tempêtes composés de débris coralliens grossiers occupent le platier récifal océanique. Selon McLean et Woodroffe (1994), la plateforme conglomératique est proéminente dans cette configuration et la face océanique des îles coralliennes qu'elle porte est constituée d'une crête d'accrétion prononcée composée de blocs et de débris coralliens. La face lagonaire quant à elle est essentiellement composée de sable et de sédiments de faible granulométrie. Sur les atolls où les événements météo-marins extrêmes sont moins fréquents (Figure 13 B), la différence de configuration tient essentiellement à la nature des dépôts sur le platier récifal. En effet, on ne trouve dans ce cas qu'une zone de blocs coralliens de petite taille accumulés au-delà

d'une crête algale peu développée.

La morphologie des îles est sensiblement similaire à la situation précédente, avec toutefois une différence marquée dans la nature des sédiments des faces océaniques et lagonaires. Dans un contexte d'absence totale de cyclones, les îles sont essentiellement voire uniquement composées de sable. Bien que la plateforme conglomératique soit absente puisqu'aucun débris corallien ne s'est accumulé sur la couronne récifale, on trouvera cependant ponctuellement du beachrock en bas de plage. La crête algale est absente et à sa place, se développent des colonies coralliennes (Figure 13 C).

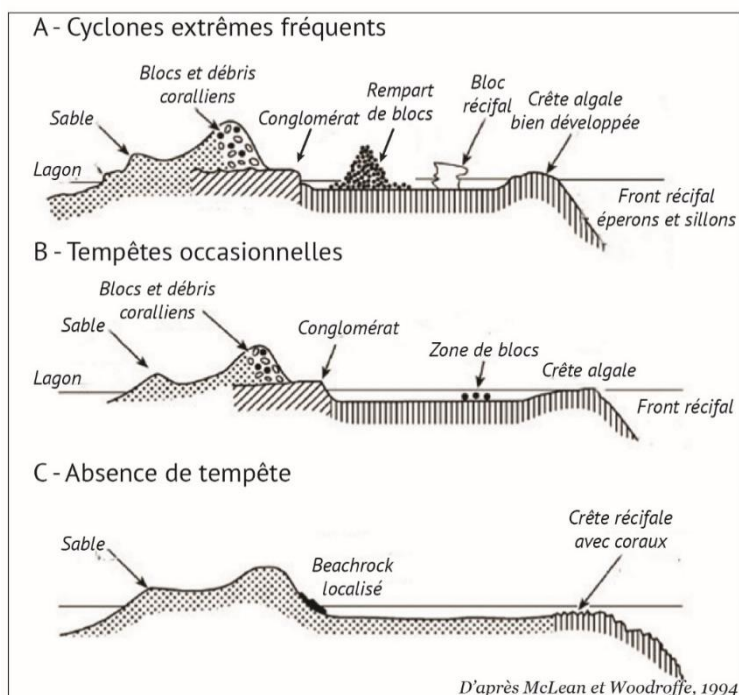


Figure 13 – « Morphologie des récifs et des îles récifales en fonction de l'occurrence des tempêtes » (traduit de McLean et Woodroffe, 1994).

3.2. Les houles et la redistribution des sédiments

Partout sur les côtes, les houles jouent un rôle prépondérant et commandent les processus hydrodynamiques et tout ou partie des évolutions morphologiques. Il existe un large panel de houles générées par des facteurs variés (Gourlay, 2011). Les caractéristiques des houles qui se propagent en un lieu spécifique dépendent d'un ensemble de facteurs comme la vitesse moyenne et le temps d'action des vents, l'étendue du fetch, la profondeur de l'eau et l'état initial de la surface océanique (Downing, 1983). Un des critères permettant de distinguer les différents types de houles est de s'intéresser à leur période. Alors que les vents exerçant leur force sur la surface océanique à l'échelle régionale génèrent des houles de courte période, les vents issus de systèmes dépressionnaires mobiles – comme les dépressions tropicales ou les systèmes cycloniques - produisent des houles de longue période (Gourlay, 2011). L'action du vent sur la surface océanique génère des houles se propageant dans la direction générale dans laquelle les vents se déplacent. Aussi, la taille des houles augmente proportionnellement avec la force du vent (Gourlay, 2011). Les caractéristiques des houles sont particulièrement contrôlées par les conditions météorologiques locales (vent : vitesse et direction, pression atmosphérique...), mais aussi régionales (influence des événements climatiques de large emprise ou des événements distants).

L'une des particularités marquantes des formations coralliennes que sont les atolls est qu'elles se développent dans l'immensité océanique. Cependant, la présence sur la quasi-totalité de leur pourtour du récif externe – exception faite des zones dans lesquelles des passes sont ouvertes dans la couronne récifale – constitue une véritable barrière naturelle provoquant le déferlement prématuré des houles, avant qu'elles ne se reforment en train de houles successifs sur le platier récifal jusqu'à atteindre les plages. La présence du récif a pour conséquence de modifier la morphologie et les caractéristiques des houles et de complexifier les courants qu'elles génèrent. Dans un premier temps, la faible profondeur d'eau présente sur le platier récifal limite systématiquement la hauteur des houles qui le traversent. Selon Gourlay (2011), des observations sur le terrain et des expériences en laboratoire ont montré que leur hauteur est au maximum de 0,35 à 0,40 fois la profondeur de l'eau. Par exemple, si la hauteur d'eau sur le platier à un instant t est de 0,80 mètre, alors la hauteur des houles déferlant à ce même instant est, au maximum, comprise entre 0,28 et 0,32 mètre. Après avoir déferlé sur la crête récifale, les houles se reforment et se propagent progressivement sur le platier récifal. Or, la forte rugosité du platier récifal induit une diminution drastique de l'énergie transportée par les houles. Ainsi, selon Gourlay (2011), 72 à 97 % de l'énergie de ces houles secondaires seraient dissipée sur le platier. Dans ce contexte, il est facile d'imaginer que l'énergie résiduelle atteignant le bas de plage est minime par temps calme et qu'elle sera inversement proportionnelle à la largeur du platier récifal (plus le platier sera large, moins l'énergie sera importante à la plage et inversement).

Les houles saisonnières sont l'un des vecteurs premiers de la remobilisation sédimentaire et des échanges transversaux et longitudinaux, opérés pour ces derniers par la dérive littorale (Duvat et al., 2017b). Alors que les événements météo-marins de forte intensité soumettent les coraux à des forces de traction élevées et à des forces mécaniques pouvant les briser (Storlazzi et al., 2005) et constituer des stocks sédimentaires inertes sur les terrasses sous-marines ou sur le platier

récifal, les houles quant à elles, sous l'influence des forces et des processus quotidiens les remobilisent pour les transporter progressivement jusqu'aux îles, où ces sédiments participeront à nourrir le budget sédimentaire. De plus, le déferlement des houles sur la couronne récifale, associé aux courants de marée, permet l'injection de matériel inerte dans le lagon à travers les hoas, lorsque ces derniers sont actifs et de profondeur suffisante pour que la vitesse des courants soit suffisamment élevée pour permettre la mise en mouvement des sédiments. Ainsi, les houles océaniques contribuent non seulement à l'alimentation des plages océaniques, mais aussi à celle des plages lagunaires.

De plus, lorsque le lagon est suffisamment vaste pour permettre au vent de générer des houles (fetch) qui déferlent avec un angle d'incidence sur les plages lagunaires, un courant de dérive littorale s'amorce le long des côtes, transportant d'amont en aval les sédiments des plages et ceux injectés par les hoas. La vitesse (et donc la compétence) de ce courant longitudinal est fonction de l'angle d'incidence avec lesquelles les houles déferlent à la côte ainsi que de leur hauteur (Downing, 1983).

La dérive littorale peut contribuer significativement au transport sédimentaire longitudinal, en mobilisant le matériau constituant les plages lagunaires et les flèches sableuses (elle déplace les sédiments par paquets, contribuant à leur transfert d'une île à l'autre). Toutefois, les configurations morphologiques locales (environnantes aux îles) – largeur du platier récifal, forme de l'île par exemple – peuvent exercer une influence significative sur les processus d'érosion et/ou d'accrétion longitudinaux commandés par la dérive littorale (Shope et Storlazzi, 2019).

3.3. Facteurs de stabilisation et de persistance

Les facteurs de stabilisation et de persistance des îles coralliennes sont multiples et varient en fonction du type d'île considéré. Aston en 1995 a mené une étude statistique sur 300 îles de la Grande Barrière de Corail australienne, dressant ainsi une liste exhaustive de ces facteurs. Smithers et al. (2011) insistent sur la nécessité de prendre en considération les facteurs de stabilisation et de persistance pour toute tentative d'évaluation des impacts du changement climatique sur ces formations récifales. Bien que cette étude (Aston, 1995, *in* Smithers *et al.*, 2011) ait été appliquée à la Grande Barrière de Corail, elle n'en reste pas moins généralisable à l'ensemble des îles coralliennes d'atolls, et notamment à celles de l'archipel des Tuamotu en Polynésie française. Le tableau suivant synthétise les facteurs de stabilisation identifiés par Aston (1995).

Facteurs	Processus
Position de l'île corallienne sur le platier récifal	Déterminée par le point de convergence des houles, tout changement dans les modalités de réfraction sont donc susceptibles d'entraîner une déstabilisation de l'île.
Taille de l'île corallienne	Varie considérablement (de quelques centaines de m ² à plusieurs centaines d'ha). Grandes îles considérées comme étant plus stables que les petites îles.
Forme de l'île corallienne	Très variable. Degré de circularité des îles est un facteur de stabilité. Une île circulaire est plus stable ; tandis qu'une île oblongue est plus mobile ; en cause, la forte mobilité de ses extrémités (flèches).
Végétation	Participe significativement aux processus de stabilisation des îles. Les racines favorisent la cohésion du sol et la stabilité de l'île par rétroactions positives.
Cimentation	En se lithifiant, les sédiments constituent une véritable barrière naturelle protégeant le bas de plage de l'action des houles.
Budget sédimentaire	Conditionne directement la capacité de maintien d'une île corallienne.
Hauteur de la plateforme conglomératique sur laquelle se développent les îles coralliennes	Plateforme conglomératique sur laquelle se développent les îles coralliennes progressivement émergée à la suite de la baisse du niveau de la mer. Conséquence : rupture de l'alimentation sédimentaire des îles, bien que la plateforme constitue une protection naturelle contre l'action des houles.
Conditions météorologiques	Variabilité climatique conditionne la morphologie insulaire. La fréquence et l'intensité des événements météo-marins entraînent selon les cas des épisodes érosifs ou à l'inverse, des apports sédimentaires massifs.

Tableau 1 – Facteurs et processus intervenant dans la stabilisation des îles coralliennes d'atolls, selon Aston (1995).

3.3.1. La végétation, facteur clé de la stabilisation des îles coralliennes et des plages

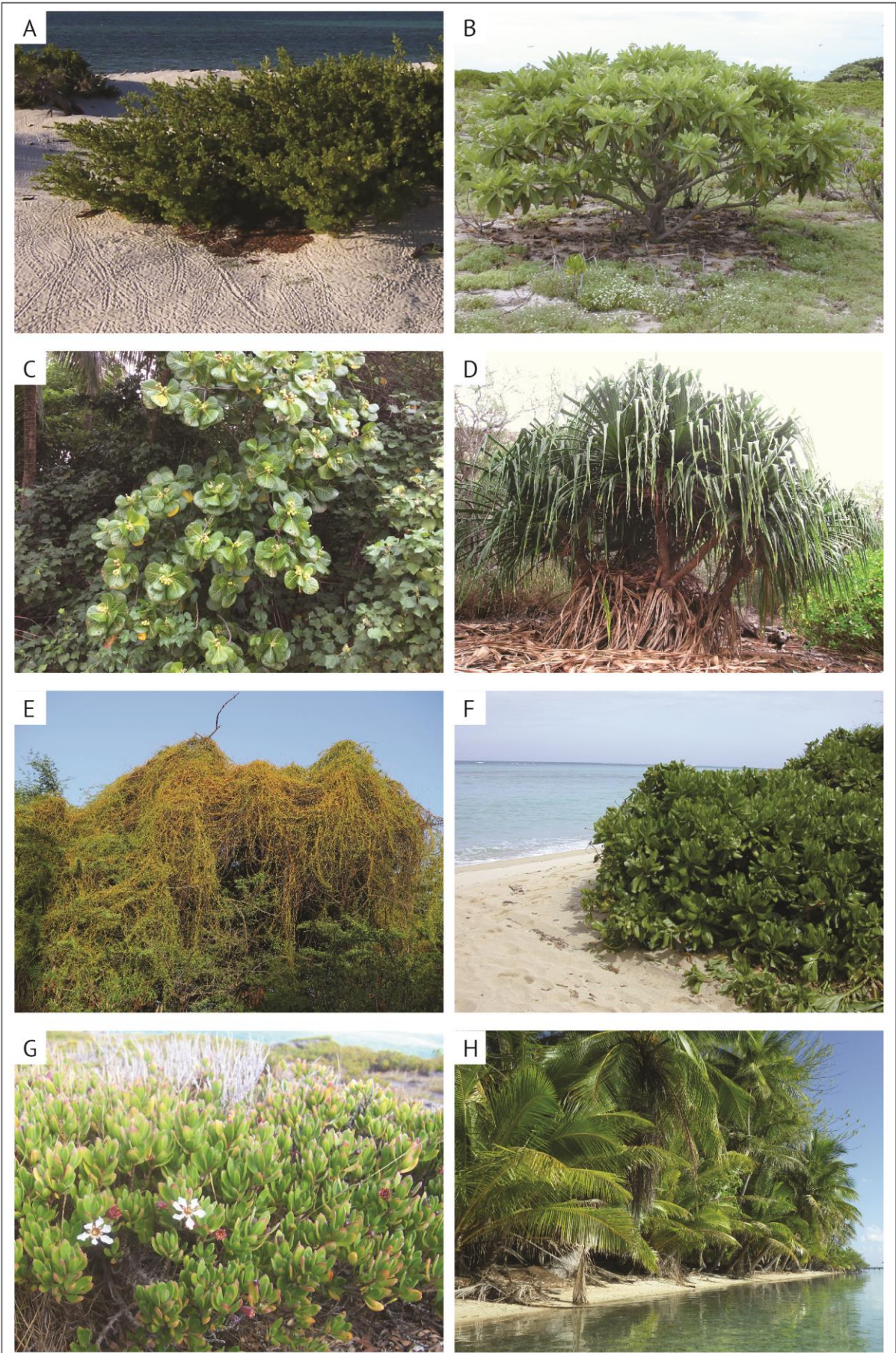
Parmi les facteurs de stabilisation et de maintien des îles coralliennes d'atolls et des plages, la végétation joue un rôle central. En plus d'être un indicateur de stabilité morphologique de l'entité sédimentaire sur laquelle elle se développe, la végétation, en fonction de son type (herbacé, arbustif, arboré), de son origine (indigène, introduite) et de son stade de développement (pionnière, mature), participe tant au développement des îles coralliennes et des plages qu'à leur stabilisation par effet de rétroactions positives. Cependant, en raison de leur isolement géographique et leur éloignement des masses continentales, les atolls sont caractérisés par une faible diversité d'espèces végétales endémiques. En effet, seul un nombre réduit d'espèces a les prédispositions biologiques et morphologiques pour traverser les masses océaniques afin de coloniser ces îles coralliennes isolées. Parmi elles, *Cocos nucifera* est certainement la plus représentative de ces îles (bien que la majorité des individus présents sur les atolls ait été implantée par l'homme durant les siècles passés). De plus, les conditions environnementales particulièrement rudes du milieu limitent le nombre d'espèces pouvant s'y développer : seules ont cette capacité les espèces halophiles (celles présentant la capacité de supporter un taux de salinité important) et xérophiles (tolérant de faibles précipitations). Ainsi, selon Smithers et al. (2011), le nombre d'espèces floristiques sur une île corallienne dépend de plusieurs critères, parmi lesquels on trouve la taille de l'île, son degré d'isolement, la fréquence des perturbations climatiques (incluant les événements météo-marins extrêmes, comme les cyclones tropicaux), la période d'occupation humaine et les interventions anthropiques sur le couvert végétal (défrichement partiel ou intégral de certaines îles pour la plantation de cocoteraies, par exemple).

Sur une échelle temporelle réduite, celle d'un événement climatique extrême par exemple, l'origine et la nature même de la végétation influencent les processus de stabilisation et de réponse des îles coralliennes d'atolls et des plages. Régulièrement, ces milieux sont touchés par

des événements météo-marins extrêmes. Il a été démontré que la réponse du système sédimentaire à ces perturbations climatiques est en partie contrôlée par la végétation. Selon Duvat et al. (2017b), il apparaît que la végétation est, au même titre que les critères géomorphologiques (taille de l'île ou exposition des côtes aux houles cycloniques), un facteur conditionnant la variabilité spatiale de la nature des impacts des cyclones (forme d'érosion, d'accrétion...). Les auteurs de cette étude ont démontré, grâce à un travail d'analyse d'images et de relevés de terrain réalisé après le passage du cyclone tropical Fantala (catégorie 5) sur l'atoll de Farquhar (Seychelles, océan Indien) en avril 2016, que la végétation indigène, composée de *Scaevola taccada*, *Suriana maritima*, *Tournefortia argentea* et de *Pemphis acidula*, avait non seulement mieux résisté que les espèces introduites (telles que *Cocos nucifera* et *Casuarina equisetifolia*), mais également permis de piéger les sédiments portés par la houle. Cela a été particulièrement vrai pour les espèces buissonnantes et arbustives indigènes, puisque là où ces dernières étaient présentes, les auteurs ont relevé une accrétion verticale significative de la crête de plage, tandis qu'ils ont noté des nappes d'épandage de moindre épaisseur là où les îles étaient colonisées par une végétation herbacée basse. Duvat et al. (2017b) insistent également sur la nécessité de considérer la végétation côtière, et plus particulièrement celle composée d'espèces indigènes, comme faisant partie intégrante du système insulaire corallien. En effet, au regard des conclusions de cette étude, il est possible d'affirmer que la végétation joue non seulement un rôle central dans les processus de développement et de stabilisation des îles et des plages, mais qu'elle influence également « la capacité des îles [et des plages] à faire face aux événements météo-marins extrêmes et à s'adapter à l'élévation du niveau de la mer » (Duvat et al., 2017b).

En Polynésie française - comme dans les autres archipels constitués d'atolls - ou sur les îles hautes caribéennes - comme ailleurs - la nature et l'origine de la végétation insulaire sont largement contrôlées par le degré d'anthropisation des îles et des plages. Dans son travail de *Reconnaissance géomorphologique de l'atoll de Rangiroa (Archipel des Tuamotu, Polynésie française)*, Stoddart (1969) a recensé les espèces végétales dominantes en fonction des activités humaines des îles sur laquelle la végétation se développe (naturelle, « *uncultivated* » ; anthropisée, « *cultivated* »). Les principales espèces rencontrées sur les atolls de Polynésie sont présentées dans la Figure 14.

Figure 14 – (page suivante) Principales espèces végétales que l'on retrouve sur les atolls de Polynésie française ayant été recensées par Stoddart (1969). (A) *Suriana maritima*, (B) *Tournefortia argentea*, (C) *Guettarda*, (D) *Pandanus*, (E) *Cassipoupa filiformis*, (F) *Scaevola taccada*, (G) *Pemphis acidula* et (H) côte lagunaire dominée par *Cocos nucifera* sur l'atoll de Ahe (archipel des Tuamotu, Polynésie française).



Photographies A à G, Licence Creative Commons, H, Pillet, 2018

3.3.2. La cimentation sédimentaire, protection naturelle contre l'érosion des plages

Bien que le beachrock soit présent dans de nombreuses zones climatiques, on le trouve essentiellement dans les régions tropicales et intertropicales (Russell et McIntire, 1965 et Kelletat, 1988 *in* Cooper, 1991). Malgré le fait que les îles coralliennes soient majoritairement constituées de sédiments peu consolidés, il est fréquent d'observer en bas de plage et sur le platier récifal des formations sédimentaires lithifiées. Ces dernières se rencontrent à la fois sur les côtes océaniques et lagunaires des îles. Le récif corallien, en plus de fournir les matériaux biodétritiques constituant les îles et les plages, est également à l'origine de la production du carbonate de calcium (CO_3Ca) nécessaire à la lithification sédimentaire (Duvat, 1999). Les processus de cimentation se produisent dans la zone intertidale de la plage (Russell, 1962). Comme le mentionne Duvat (1999), il est fondamental pour que la cimentation s'amorce que le matériel détritique soit à la fois imbibé d'eau marine et d'eau douce. En milieu corallien, deux éléments entrent dans les processus de cimentation (Russell, 1962 McLean, 2011). Le premier, la calcite (CaCO_3), minéral biochimique qui se forme par précipitation du carbonate de calcium, est issue de l'eau douce, tandis que le second, l'aragonite, est issu de l'évaporation de l'eau marine (Stoddart et Cann, 1965). Parmi les formations issues des processus de cimentation, le beachrock est largement représenté en milieu récifal. Il résulte de la lithification des sédiments constituant les plages par des ciments carbonatés issus de la calcite et de l'aragonite (McLean, 2011 ; Marriner et al., 2012). Ainsi, tous les types de sédiments sont susceptibles d'être lithifiés pour former du beachrock (McLean, 2011), qu'il s'agisse de sable fin ou de débris coralliens grossiers (Figure 15 B). On rencontre également des dalles de beachrock sur les plages des îles hautes (Caron, 2011).

Le beachrock se dispose en plans obliques (Paskoff, 2010) et présente, habituellement, un pendage conforme à celui de la plage sous laquelle il s'est formé (Figure 15 A). Les sédiments lithifiés peuvent constituer une seule et unique dalle homogène (Duvat, 1999) de plusieurs centaines de mètres de longueur (McLean, 2011) ou à l'inverse, consister en de multiples portions de dalles démantelées par l'action progressive des houles (Duvat, 1999). Si le système sédimentaire est en situation de déficit sur le long terme, les dalles de beachrock affleurent (Duvat, 1999). Ces dernières, lorsqu'elles sont visibles ou déconnectées de la plage, peuvent être un signe d'évolution de la position de la plage (ici, un recul) ou de raréfaction du matériel détritique constituant les plages sur le temps long (Dalongeville et Sanlaville, 1984).

Dès 1991, les premiers travaux portant sur les conséquences des dalles de beachrock sur la morphodynamique côtière ont été menés par Cooper. À l'échelle locale, le beachrock joue un rôle majeur dans les processus d'évolution puisqu'il interfère avec les houles dominantes et les courants associés (Cooper, 1991 ; Alexandrakis et al., 2013). La lithification des sédiments meubles de la plage a pour conséquence inhérente de les soustraire aux volumes mobilisables par les houles (Cooper, 1991). Les propriétés physiques des dalles de beachrock – formation rocheuse indurée – en font par ailleurs une protection naturelle de la plage face aux houles, notamment pour les côtes en érosion (McLean et Kench, 2015).

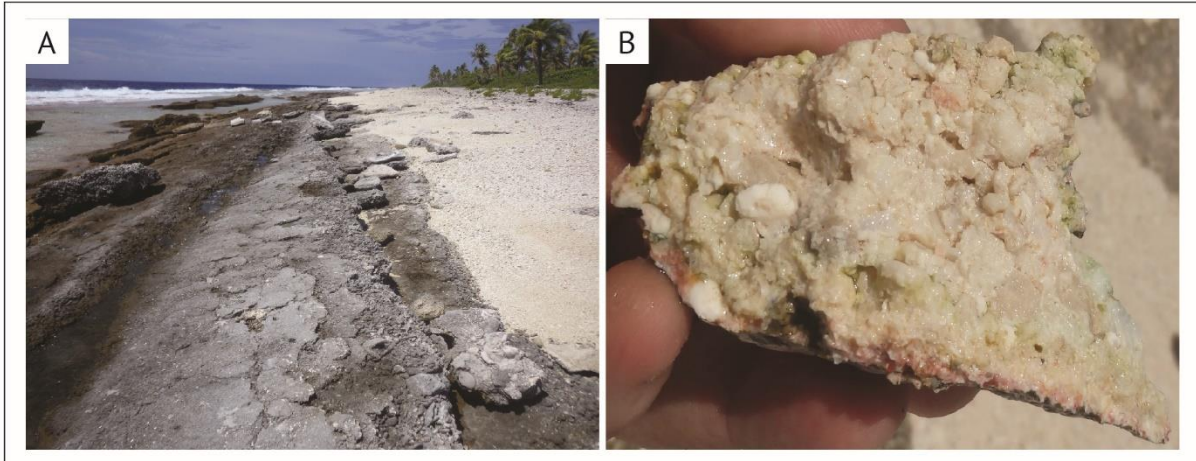


Figure 15 – Dalles de beachrock présentant un pendage conforme à celui de la plage au-devant de laquelle elle est située, ici (A) sur la côte océanique nord-est de l'atoll de Ahe dans l'archipel des Tuamotu (Polynésie française). (B) Le beachrock, ici vue détaillée d'un fragment de dalle, est une roche sédimentaire formée de la cimentation par la calcite et l'aragonite des matériaux situés dans la zone intertidale de la plage (face océanique ouest de l'atoll de Takapoto, archipel des Tuamotu, Polynésie française). Photographies : V.Pillet.

Chapitre 2 | Synthèse et analyse critique des travaux de détection et d'attribution des évolutions des systèmes côtiers en milieu insulaire tropical : proposition d'une stratégie scientifique

1. Évolution pluridécennale des îles coralliennes d'atolls

La recherche sur l'évolution pluridécennale des îles coralliennes a été depuis 2009 (Collen et al.) en constante progression. En 2015, McLean et Kench proposaient la première revue de littérature portant sur l'évolution des îles coralliennes d'atolls intitulée « *Destruction or persistence of coral atoll islands in the face of 20th and 21st century sea-level rise?* ». En se basant sur un échantillon de 244 îles (dont 146 pour lesquelles des données de surface étaient disponibles et environ 200 pour lesquelles des données sur l'évolution de la position du trait de côte avaient été générées) réparties sur 12 atolls de l'océan Pacifique, les auteurs de cette revue traitent la question des facteurs d'évolution passés ainsi que celle, devenue centrale, du futur de ces îles coralliennes. Plus récemment, Duvat (2019) a réalisé un important travail de réanalyse des résultats des travaux précédents à l'échelle mondiale dans son étude « *A global assessment of atoll island planform changes over the past decades* ». C'est désormais un échantillon riche de 852 îles réparties sur 35 atolls des océans Pacifique (666 îles) et Indien (186 îles) (Duvat, 2019) qui est disponible. À partir de cet échantillon, Duvat (2019) a constitué la première base de données à l'échelle mondiale (*The Atoll Islands Database*) regroupant les îles étudiées à ce jour. Cette base de données regroupe 709 îles réparties sur 30 atolls pour lesquelles des données relatives aux évolutions de surface sont disponibles. Duvat (2019) a essayé de dégager des modèles communs (à l'échelle globale) et/ou spécifiques (de l'échelle régionale à locale) à partir des évolutions passées récentes, et a investigué le rôle de chaque facteur (climatique, écologique et anthropique) dans l'évolution des îles de ces différentes échelles, afin de tendre vers une démarche d'attribution. Le travail de Duvat (2019) présentant le dernier état actualisé de la littérature scientifique sur l'évolution des îles coralliennes, les sous-sections suivantes s'appuieront essentiellement sur lui.

1.1. Évolution de la surface des îles coralliennes d'atolls à l'échelle mondiale

1.1.1. Des évolutions passées marquées par la persistance des îles coralliennes

Du fait de leurs caractéristiques géomorphologiques, les îles coralliennes ont longtemps été considérées comme étant, sinon vouées à disparaître dans un contexte d'élévation du niveau de la mer, du moins susceptibles d'être progressivement submergées, jusqu'à une réduction significative de leur surface stabilisée. Or, selon Duvat (2019), aucun atoll n'a connu de diminution de sa surface (calculée à partir de la somme des superficies des îles coralliennes qui le composent) sur les dernières décennies. Sur les 30 atolls réanalysés, 29 ont été stables tandis qu'un seul atoll a gagné de la surface émergée (Tarawa Sud, Kiribati, océan Pacifique). Sur les 709 îles analysées, 73,1% ont été stables (518 îles), 15,5% ont gagné de la superficie (110 îles), tandis que seulement 11% (81 îles) ont connu une contraction de surface (Duvat, 2019).

Un des constats majeurs faits par Duvat (2019) est que les atolls ont (1) persisté à l'échelle pluridécennale et (2) qu'il n'est pas possible de distinguer des comportements différents des îles coralliennes situées dans des régions où les rythmes d'élévation du niveau de la mer sont largement supérieurs à la moyenne globale (entre 3.9 et 5.1 mm/an par exemple à Tuvalu, respectivement Kench et al., 2018 et Becker et al., 2012) et ceux où les rythmes d'élévation du

niveau de la mer sont moins importants (entre 2.5 et 2.9 mm/an dans l'archipel des Tuamotu, respectivement Becker et al., 2012 et Yates et al., 2013) (Figure 16).

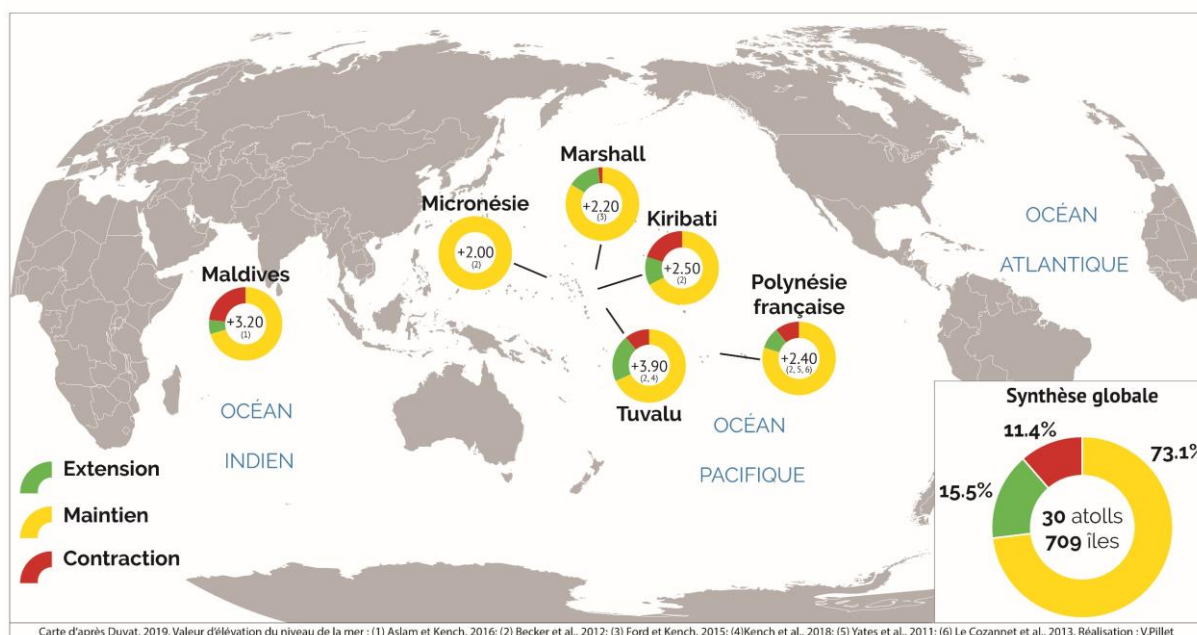


Figure 16 – Carte de synthèse à l'échelle mondiale de l'évolution de la surface des îles coralliennes d'atolls des océans Pacifique et Indien sur les dernières décennies et rythmes d'élévation du niveau de la mer pour chaque région (d'après les travaux de Duvat, 2019). On notera une prédominance des îles dont la surface a été stable (jaune) voire en extension (vert), alors que les îles ayant connu une contraction ne représentent qu'une faible part de l'échantillon (rouge). Les rythmes d'élévation du niveau de la mer, qui montrent une forte variabilité spatiale à l'échelle des océans Pacifique et Indien ne permettent pas d'expliquer les variations inter-régionales du comportement des îles coralliennes.

1.1.2. Influence de la taille des îles coralliennes sur les rythmes d'évolution pluridécennaux

Alors que d'une manière générale les îles ont été stables, voire en extension, durant les décennies passées, les rythmes d'évolution sont corrélés à la taille initiale des îles (Duvat, 2019). Parmi les 709 îles réanalysées par Duvat (2019), les plus petites (< 5 ha) ont connu les taux d'évolution décennaux les plus élevés, avec des pertes de surface allant jusqu'à -20% et des gains atteignant plus de 40% à Kiribati (Figure 17). Les îles excédant 5 ha ont eu des comportements moins contrastés. Aucune île dont la superficie excédait 10 ha n'a perdu de surface. Toutes les îles dont la surface initiale excédait 60 ha (exception faite de quatre îles de l'océan Pacifique qui ont gagné de la superficie), ont été stables.

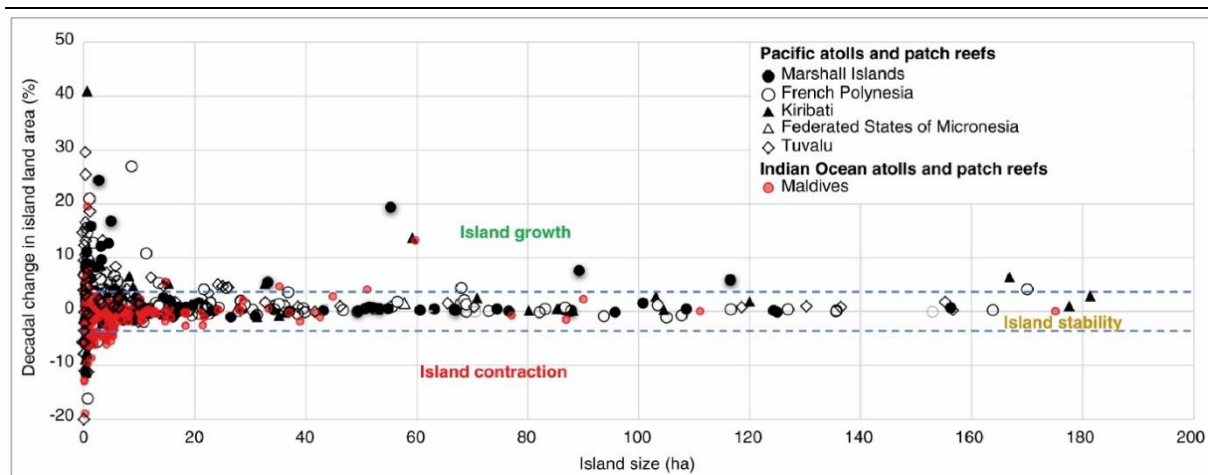


Figure 17 – Synthèse de l'évolution de surface des 709 îles considérées dans la revue de littérature de Duvat (2018). Les données de surface, issues des études précédentes ont été converties en taux d'évolution décennal afin de permettre la comparaison entre les différentes îles étudiées sur des laps de temps différents. L'intervalle matérialisé par les deux lignes bleues correspond à la marge d'erreur considérée ($\pm 3\%$). Ainsi, toutes les îles étant incluses entre ces deux lignes sont considérées comme ayant été stables. On notera une relation entre la taille des îles et leur taux d'évolution. Figure extraite sans modification des travaux de Duvat (2019).

1.2. Évolution de la position du trait de côte

1.2.1. Des comportements contrastés

Les travaux portant sur l'étude de l'évolution de la position du trait de côte d'atolls des océans Pacifique et Indien ne permettent pas de distinguer de modes de changements prédominants sur les dernières décennies (Duvat, 2019), que ce soit à l'échelle intra-atoll ou inter-atolls. Par exemple, le comportement du trait de côte des atolls de Majuro, Wotje (Marshall ; Ford, 2012, 2013) et de Manihi (Tuamotu ; Yates et al., 2013) a été caractérisé par une progradation significative sur les faces océaniques et lagonaires, alors qu'il a été marqué par l'alternance, sur de très courtes distances, de situations d'érosion et de progradation sur les atolls de Rangiroa et de Tikehau dans l'archipel des Tuamotu (Duvat et al., 2017a). Sur l'atoll de Takapoto, ce comportement contrasté s'observe essentiellement entre les faces lagonaires et océaniques des îles, avec une forte variabilité de la réponse du trait de côte côté lagon et une stabilité de ce dernier sur les faces océaniques (Duvat et Pillet, 2017).

1.3. Modalités de migration des îles sur la couronne récifale

En réponse aux évolutions différenciées de la position du trait de côte sur les faces océaniques et lagonaires, les îles coralliennes peuvent, en fonction de la direction des changements dominants, s'être déplacées sur la couronne récifale. Cependant, à l'échelle de l'océan Pacifique, la très grande majorité des îles étudiées a été stable en position sur la couronne récifale. Dans l'archipel des Tuamotu, cela a été le cas pour 85 à 100 % des îles (Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al, 2017), et il en a été de même à Funafuti (Kench et al., 2015). Bien que la stabilité des îles domine à l'échelle du Pacifique, une faible part d'entre elles, toutes de petite taille, ont migré sur la couronne récifale en réponse au comportement différencié du trait de côte de leurs faces océanique et lagonaire (Duvat, 2019). En résulte alors un déplacement qui s'effectue soit vers le

lagon, soit vers l'océan, en fonction de la façade (exposée/abritée) sur laquelle les îles se développent.

2. Évolution pluridécennale des plages des îles hautes françaises

2.1. État des lieux des travaux antérieurs et synthèse des résultats

Sur les îles hautes tropicales françaises des océans Indien, Pacifique et Atlantique, l'effort de détection des évolutions planimétriques des systèmes sédimentaires côtiers a jusqu'alors été limité. Les travaux se répartissent schématiquement en deux catégories : les études conduites à l'échelle nationale et les études réalisées à l'échelle locale (d'une île ou d'une sélection de sites). La première catégorie émerge de la volonté de disposer d'un état des lieux de l'évolution du trait de côte. Cette dernière a favorisé la production d'un indicateur national de l'érosion côtière sur les littoraux métropolitains et ultramarins. Réalisé dans le cadre de la stratégie nationale de gestion intégrée du trait de côte, cet indicateur a été produit sur la plupart des îles hautes tropicales françaises des océans Atlantique et Indien (Guadeloupe, Martinique, Saint-Martin, Saint-Barthélemy, La Réunion et Mayotte), tandis qu'il n'existe aucune donnée pour les îles hautes polynésiennes (océan Pacifique). Sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, la synthèse des connaissances des dynamiques et de l'évolution du littoral a été publiée par le Cerema en 2020 (Cerema, 2020). Cette synthèse présente, entre autres, la réponse du trait de côte à l'échelle pluridécennale à Saint-Martin (de 1947/1954 à 2010) et Saint-Barthélemy (de 1954 à 2016). Néanmoins, cette étude réalisée à partir de photographies aériennes anciennes montre un certain nombre de limites, notamment méthodologiques (répartition spatiale des transects, exclusion de l'influence du facteur anthropique...), qui sont discutées dans la partie 1.2.2 du chapitre 12 (p.355).

Préalablement à ces études conduites à l'échelle nationale, quelques travaux ont entrepris d'évaluer la mobilité du trait de côte sur les îles hautes tropicales françaises à grande échelle ; ces travaux appartiennent à la seconde catégorie. Ils ont donné lieu à des études ciblées réalisées par des établissements publics, comme le BRGM, ou par des chercheurs. Les travaux menés par le BRGM² depuis les années 1990 ont permis d'améliorer la connaissance sur l'évolution et la dynamique des littoraux des outre-mer insulaires tropicaux français. Dans la Caraïbe, des travaux précoces publiés en 1990 sur l'archipel guadeloupéen dans le cadre du schéma d'Aménagement Régional ont permis d'établir un premier bilan de l'évolution du littoral sur une trentaine d'années (1951-1985). Ils concluaient, sur la base d'une analyse comparée de fonds topographiques contemporains à l'étude (1985) et plus anciens (1951-1956) et à partir du recensement des ouvrages anthropiques, à un recul généralisé du trait de côte de l'archipel guadeloupéen (Grande Terre, Basse Terre, La Désirade, Petite Terre, Les Saintes, Marie-Galante et Saint-Martin) (Lachassagne, 1990). Toutefois, parce que cette étude est basée sur des fonds cartographiques, les auteurs assument le fait que seuls les phénomènes « d'érosion ou d'engrèvement dont l'amplitude est supérieure à 10 ou 15 m » ont pu être détectés. Sur l'île de Saint-Martin, les

² BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

auteurs indiquent que l'évolution des côtes est caractérisée par une succession de portions en progradation et de portions en recul (Lachassagne, 1990) et précisent que les sites du nord et du nord-est de l'île (par exemple, Baie-Orientale, Embouchure) montrent une tendance prononcée à la progradation (« un ensablement [...] de 20 à 50 m »). Ces travaux n'offrent cependant qu'une description sommaire et peu détaillée des évolutions sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. Récemment, cette étude a été actualisée et complétée (notamment pour Basse-Terre, Grande-Terre, La Désirade, Marie Galante et Les Saintes) par l'acquisition de données par photo-interprétation à partir d'orthophotographies de 2004 (les laisses des plus hautes mers et des plus basses mers ont été utilisées comme indicateurs de la position du trait de côte) (Roques et al., 2010). Les travaux de Roques et al. (2010) mettent en évidence les évolutions du trait de côte sur une profondeur temporelle de cinq décennies (1956-2004) et concluent que la majorité des côtes étudiées ont été stables sur la période (62 % des 630 km étudiés) en dépit du fait qu'une part non négligeable des littoraux soit dans une situation d'érosion (25 %, soit 158 km), le reste (12 %) ayant progradé, notamment sous l'influence d'actions anthropiques (Roques et al., 2010). Malgré cela, les résultats de cette étude ne concernent ni Saint-Martin ni Saint-Barthélemy. Il n'existe donc jusqu'à présent aucune étude réalisée à une échelle adaptée sur ces deux îles.

En 2020, le CEREMA a publié une synthèse des connaissances des dynamiques et de l'évolution du littoral sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy (Cerema, 2020). Sur la base de l'indicateur national de l'érosion côtière, cette étude couvre les évolutions planimétriques côtières entre 1954 et 2016 sur l'île de Saint-Barthélemy et entre 1947/1954 et 2010 sur Saint-Martin. Les résultats, obtenus à partir de transects distants de 200 mètres et excluant toutes les portions de côtes sur lesquelles ont été implantés des ouvrages ou des aménagements, indiquent que la majorité des côtes d'accumulation des deux îles est en situation d'érosion à des rythmes variant de -0,06 m à -0,73 m par an à Saint-Martin et de -0,05 m à -0,18 m à Saint-Barthélemy sur les périodes d'études.

Dans l'océan Indien, l'effort de détection à l'échelle pluridécennale s'est surtout concentré sur l'île de La Réunion. Des travaux conduits sous l'égide du BRGM ont évalué les dynamiques littorales sur 12 sites des côtes sud, ouest, nord et nord-est de l'île de la Réunion entre 1966 et 2003 (Blangy et al., 2009) à partir d'analyse d'images aériennes anciennes et de relevés topobathymétriques. Ces travaux concluent à une érosion caractérisée sur 67 % des sites et à une stabilité du trait de côte sur 16,50 %. Sur les sites en accrétion (16,50 %), l'avancée du trait de côte a été attribuée à l'homme. En plus de ces travaux, une étude publiée en 2016 (Duvat et al., 2016b) a interrogé les évolutions planimétriques du trait de côte sur la période 1950-2011. Sur les sites étudiés, les auteurs ont détecté un recul du pied de plage sur près de la moitié des 40 km de linéaire côtier prospecté entre 1950 et 2011. Dans le même temps, la ligne de stabilité a progradé sur 53 % du littoral étudié. Les comportements opposés de la ligne de stabilité et du pied de plage ont entraîné une réduction généralisée de la largeur des plages étudiées, à l'exception de quelques secteurs où sa largeur a été constante (Duvat et al., 2016b).

Outre ces travaux portant sur les outre-mer français, l'effort de quantification des évolutions de la position du trait de côte à l'échelle pluridécennale a été mené sur plusieurs îles hautes tropicales à l'échelle du globe. On citera ici par exemple, sans toutefois s'y limiter, les travaux de

Romine et Fletcher (2012) sur les îles hawaïennes de Kauai, Oahu et Maui (océan Pacifique), en soulignant l'effort particulier mis de longue date sur l'évaluation de l'influence de l'anthropisation des côtes sur la morphodynamique littorale (Fletcher et al., 1997 ; Romine et Fletcher, 2012 ; Romine, 2013). Cet intérêt porté à la contribution du facteur anthropique aux évolutions littorales à l'échelle pluridécennale se retrouve également dans des travaux plus récents (Duvat et al., 2016b ; Salmon et al., 2019).

Des travaux menés dans la zone caribéenne (Cambers, 2003 ; 2009) ont également évalué les évolutions volumétriques des plages d'un nombre important d'îles³ (profils, largeur et surface) sur des périodes allant de 5 (Barbuda) à 15 années (Grenada). Parce qu'elle interroge, entre autres, l'influence des événements météo-marins extrêmes et des activités anthropiques (rigidification du trait de côte) sur la morphologie côtière, Cambers (2009) rappelle la nécessité de définir des zones côtières dans lesquelles les constructions seraient prohibées. Ces dernières permettraient de conserver un espace naturel jouant un rôle clé de zone tampon en (1) atténuant l'énergie des houles lors d'épisodes météo-marins extrêmes (tels que les cyclones) et (2) en redonnant aux zones côtières leur caractère dynamique (progradation ou recul) essentiel au maintien de la capacité d'adaptation naturelle des systèmes littoraux.

Les îles hautes ont de particulier que les enjeux humains et économiques se concentrent dans les zones côtières basses (Duvat et al., 2018; Pillet et al., 2019; Rey et al., 2019), qui constituent par ailleurs les espaces les plus exposés aux aléas météo-marins. De plus, l'exiguïté spatiale qui caractérise les petites îles hautes tropicales (souvent, leur topographie fait qu'une majeure partie de leur surface est constituée de fortes pentes) et l'attrait que constituent les zones côtières (notamment pour le tourisme) ont engendré une densification progressive de l'urbanisation à proximité immédiate des plages et du trait de côte. Or, le trait de côte est la partie la plus dynamique des systèmes côtiers et sa mobilité répond tant à des logiques d'évolutions graduelles et de long terme qu'à l'influence d'événements extrêmes, intenses et épisodiques (que sont par exemple les cyclones tropicaux).

Détecter et attribuer les évolutions planimétriques à l'échelle pluridécennale sur un nombre croissant de sites constitue, sur la base de ces constats, un enjeu scientifique majeur, dans la mesure où cette démarche permet (1) d'alimenter la connaissance du fonctionnement de ces systèmes sur le temps long et (2) de nourrir la réflexion sur les stratégies de gestion des zones côtières en milieu insulaire tropical en s'appuyant notamment sur la compréhension des évolutions passées.

³ Anguilla, Antigua et Barbuda, Dominica, Grenada, Montserrat, Nevis, St. Kitts, St. Vincent and the Grenadines, Turks and Caicos Islands, British Virgin Islands et St. Lucia (Cambers, 2003).

3. Attribution des changements morphologiques côtiers à l'échelle pluridécennale

Su les îles coralliennes, les résultats précédents évincent l'élévation du niveau de la mer comme étant le principal facteur de contrôle de l'évolution des îles coralliennes. Les travaux de détection réalisés ont permis d'attribuer les évolutions à un certain nombre de facteurs qu'il est possible de diviser en deux groupes : les facteurs naturels (météo-marins et écologiques) d'une part, et anthropiques d'autre part. Bien que de nature distincte, ces deux types de facteurs sont en perpétuelle interaction et peuvent, selon les cas, conduire à des effets de rétroactions négatives. Les sous-sections suivantes donnent à voir l'état actuel de la connaissance sur l'attribution des évolutions observées à ces facteurs.

3.1. Facteurs météo-marins

Durant les dix dernières années, l'effort d'attribution des changements morphologiques côtiers détectés a été essentiellement mis sur les facteurs météo-marins. Parmi ces facteurs météo-marins, les houles saisonnières et cycloniques ont été particulièrement investiguées alors que les conséquences des houles distantes n'ont fait l'objet que d'un nombre limité d'études (Tableau 2). L'ensemble de ces houles ont joué un rôle majeur dans les évolutions récentes, mais en raison de la variabilité d'exposition des atolls (Andrefouët et al., 2012) et des îles à l'échelle d'un océan ou d'un groupe d'atolls, leurs impacts sur l'évolution de la surface des îles et de la position du trait de côte sont caractérisés par une très forte variabilité. Les travaux de Yates et al. (2013), Le Cozannet (2013), Duvat et al. (2017a), Duvat et Pillet (2017), synthétisés par Duvat (2019), montrent que les contributions respectives des houles saisonnières et des houles cycloniques peuvent varier significativement en Polynésie française (océan Pacifique). Alors que les houles cycloniques de 1983 ont engendré sur l'atoll de Rangiroa un recul marqué de la position du trait de côte, leurs impacts sur les atolls de Mataiva et Takapoto sont plus contrastés. Sur ces deux atolls, bien qu'elles aient généré localement un recul de la position du trait de côte, les houles cycloniques ont surtout contribué à injecter des volumes significatifs de sédiments frais dans le système insulaire.

Les conséquences des houles distantes ne sont que peu connues pour l'instant, car la détection de leurs impacts est contrainte par la disponibilité d'images aériennes pré- et post-événements. Cependant, Duvat et al. (2017a) ont pu démontrer que les houles distantes de 1996 ont eu en Polynésie française (Tikehau, Tuamotu) pour conséquence d'engendrer un recul significatif du trait de côte. A l'inverse, des dépôts sédimentaires sur les îles du sud de Huvadho (Maldives) ont été attribués à des houles distantes de sud par Aslam et Kench (2017 *in* Duvat, 2019). Comme le démontrent les résultats des études réalisées, les plus petites îles sont celles qui ont été marquées par la plus forte instabilité vis-à-vis des événements météo-marins (Duvat, 2019), ces derniers pouvant parfois être à l'origine de la disparation d'îles, comme sur l'atoll de Tikehau (non végétalisés, ces îlots avaient une taille initiale de 0.10 et 0.05 ha) (Duvat et al., 2017a).

3.2. Facteurs écologiques

Parmi les facteurs écologiques, l'écosystème récifal et la végétation côtière indigène ont joué un rôle majeur dans les évolutions des îles à l'échelle des dernières décennies bien qu'il soit difficile de leur attribuer une contribution précise en raison d'un manque de données à l'échelle locale (Duvat, 2019). Premièrement, le récif corallien a participé à la stabilité, voire à l'extension des îles, déjà parce qu'il constitue une véritable protection naturelle face au déferlement des houles océaniques, mais aussi parce qu'il est la principale, voire l'unique source sédimentaire du système insulaire. Selon Duvat (2019), le gain de surface des îles coralliennes a souvent été corrélé à la capacité des pentes externes à fournir des sédiments au système insulaire. Cette contribution au budget sédimentaire peut se faire de deux façons : soit les sédiments ont été arrachés au récif externe par des houles de forte intensité puis déposés sur les plages ou sur les zones émergées des îles, on parlera dans ce cas de sédiments « frais », soit les sédiments ont été d'abord constitué des stocks sédimentaires inertes dans des zones de transit (platier, terrasses) avant d'être remobilisés et déposés sur les plages ou les îles. Il arrive que ces stocks sédimentaires se constituent sur le platier récifal externe, soit sous la forme de remparts de tempêtes, soit sous la forme de nappes détritiques. De plus, comme cela a été démontré par Colin et al., 2018 (in Duvat, 2019), la bathymétrie du front récifal externe joue un rôle primordial dans les échanges sédimentaires transversaux. En effet, Collin et al. (2018) ont démontré une forte corrélation entre le profil des pentes externes et la réponse du trait de côte adjacent. Par exemple, plus les pentes du récif sont raides, plus le trait de côte recule, démontrant ainsi le rôle des profils de pentes dans la capacité du récif à fournir des sédiments au système insulaire (Duvat, 2019).

Deuxièmement, la végétation côtière indigène a été reconnue comme ayant contribué (1) à la stabilité du système insulaire sur le long terme et (2) au piégeage des sédiments charriés par les houles de forte intensité en agissant comme une zone végétalisée non bâtie permettant d'absorber l'énergie des houles, les contraignant ainsi à déposer leur charge sédimentaire (Duvat, 2019). Or, l'indicateur le plus utilisé dans les études étant la limite de la végétation, toute évolution dans le couvert végétal (qu'elle soit naturelle, le fait des houles ou des vents cycloniques, ou anthropique, en raison d'un défrichement), se répercute sur les taux d'évolution de la surface des îles. Ainsi, selon Duvat (2019), l'évolution du couvert végétal (que ce soit un développement ou une diminution de sa superficie), contribue à expliquer les tendances d'évolution contrastées aux échelles intra- et inter-atolls.

3.3. Facteur anthropique

Le facteur anthropique a largement contrôlé les évolutions morphologiques côtières à l'échelle locale au cours des dernières décennies, et il a engendré des évolutions rapides et marquées souvent irréversibles. Il a essentiellement joué un rôle sur les îles-capitales des atolls, là où la concentration de population est la plus importante, mais il n'a pas pour autant épargné les îles plus rurales, où la présence humaine est limitée à quelques infrastructures côtières pouvant être parfois temporaires, notamment sur les îles agricoles (cocoteraies). L'influence du facteur anthropique sur les évolutions morphologiques peut prendre différentes formes, directes ou indirectes. Duvat (2019) a identifié une multiplicité de perturbations anthropiques sur les îles coralliennes d'atolls ayant altéré la capacité de l'écosystème récifal à fournir des sédiments, mais

ayant aussi perturbé les échanges sédimentaires longitudinaux et transversaux, et pouvant à terme causer une déstabilisation irréversible de l'équilibre du système sédimentaire insulaire.

Premièrement, parce que ces espaces sont foncièrement contraints, les sociétés humaines ont souvent eu recours au dragage et au remblayage du platier récifal, lequel est facilité par la faible profondeur en eau de ce dernier. Ces remblais sont responsables d'évolutions majeures dans les zones urbaines, comme sur l'atoll de Takaroa, où les phases successives de remblayage entre 1969 et 2013 ont engendré un gain de superficie de +20% de l'île village (Duvat et al., 2017a). Ailleurs, ces remblais peuvent être réalisés pour répondre à un besoin d'espace inhérent à l'implantation d'infrastructures majeures, comme les aéroports (Tarawa Sud, +363ha) ou les bases militaires (Biribo et Woodroffe, 2013 *in* Duvat, 2019). Souvent, le matériel nécessaire à la réalisation de ces remblais est directement extrait sur le platier récifal, conduisant à la dégradation de l'écosystème récifal par la mise en suspension des sédiments de dragage. Ces zones de dragage peuvent également avoir une influence significative sur l'hydrodynamisme côtier et sur les modalités de transport sédimentaire. En effet, en fonction de la profondeur des zones draguées, une partie du volume de matériel transporté peut être déposé au-delà de la profondeur de fermeture du prisme sédimentaire et être définitivement soustrait au budget du système insulaire (Xue et al., 2004). Au-delà des extractions mécaniques réalisées sur les platiers récifaux, il est fréquent que, pour répondre aux besoins des populations (construction, perliculture), des volumes significatifs – mais non connus – soient extraits des plages ou des dunes (Duvat, 2019), aussi bien par les habitants que par les autorités publiques locales. Sur certains atolls (Mataiva, Takapoto entre autres), ces extractions ont lieu quasi systématiquement à partir du moment où une piste permet d'accéder aux sites de prélèvement (Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al ; 2017a). Bien que les volumes extraits ne soient pas connus, ces extractions ont des conséquences négatives sur le budget sédimentaire total. Alors que les conséquences directes – au-delà de la modification de la topographie – de ces opérations d'extraction sont limitées si elles sont réalisées sur l'arrière-plage, elles conduisent à un amaigrissement progressif de la plage lorsqu'elles sont réalisées directement sur cette dernière.

De plus, les atolls étant caractérisés par la succession d'îles coralliennes séparées par des hoa (chenaux de faible profondeur), il est fréquent d'observer des routes-digues ou des ponts ayant été construits afin de permettre la circulation des hommes. Or, le caractère souvent étanche de ces structures a une influence notable sur les échanges sédimentaires océan-lagon, en réduisant les volumes de matériaux injectés vers les côtes lagonaires depuis le récif externe dans l'axe des hoa. Les routes-digues peuvent avoir pour conséquence d'engendrer, au-delà d'un comblement du hoa, une dissymétrie topographique entre les faces océaniques et lagonaires (+80cm côté océan dans l'exemple retenu sur l'atoll de Mataiva, Polynésie française) (Duvat et al., 2017a).

Parce que ces îles sont exposées aux aléas météo-marins de forte intensité, de nombreux ouvrages de protection longitudinaux ont été réalisés sur les côtes, conduisant indéniablement à une artificialisation et à une fixation du trait de côte. Parfois massifs (murs verticaux cimentés de plusieurs mètres de haut), ils ont pour conséquence d'annihiler les échanges sédimentaires transversaux en réduisant l'espace disponible pour que les dépôts sédimentaires puissent s'opérer (Duvat, 2019), empêchant tout ajustement naturel de la morphologie côtière.

De longue date, de vastes zones de végétation ont été défrichées pour permettre l'implantation des cocoteraies, qui sont aujourd'hui la première ressource économique pour bon nombre d'habitants, notamment dans l'archipel des Tuamotu (Polynésie française). La destruction de la végétation côtière indigène peut conduire localement à une déstabilisation du trait de côte. Parce que ces cocoteraies sont implantées dans les zones rurales des atolls, le défrichement de la végétation a engendré une modification marquée de la configuration de certaines îles à l'échelle des atolls. Au regard de ces éléments, on comprend que le facteur anthropique a joué, à l'échelle locale, un rôle majeur dans le contrôle des évolutions morphologiques côtières à l'échelle pluridécennale.

4. Analyse critique des travaux de détection et d'attribution

4.1. Limites des travaux de détection

4.1.1. Une base de données incomplète à l'échelle mondiale

La base de données disponible, nourrie de l'échantillon des îles étudiées depuis 2009 (Collen et al.), présente plusieurs limites.

Premièrement, le nombre d'atolls étudiés à ce jour ne représente qu'une faible part du nombre total d'atolls à l'échelle mondiale. Alors que Goldberg comptabilisait 439 atolls en 2016, les études produites à ce jour concernent 30 atolls des océans Pacifique et Indien pour lesquels des données relatives à la surface ont été générées ; ils ne représentent que 6,80% du nombre total d'atolls dans le monde. De fait, au-delà du faible nombre d'atolls étudiés, on ignore tout de l'évolution de la surface des atolls situés dans certaines régions du monde. Par exemple, aucune étude n'a été conduite sur les atolls de la Caraïbe, de la mer de Chine méridionale, de l'Indonésie ou encore de Fidji, alors qu'ils constituent un nombre important d'atolls (143, soit environ 33 % du nombre total d'atolls). Sur les côtes sédimentaires des îles hautes, le constat est identique puisqu'un nombre réduit d'îles à fait l'objet d'étude à l'échelle pluridécennale à ce jour. Par exemple, les îles tropicales de l'Arc Antillais n'ont reçu qu'une attention limitée – bien que croissante depuis les cyclones tropicaux de septembre 2017 – de la part des scientifiques.

Deuxièmement, sur les îles coralliennes et les plages des îles hautes, les travaux de détection des évolutions sont essentiellement affectés par l'absence de protocoles méthodologiques standardisés d'une part, et par la faible disponibilité de données sources d'autre part. Contrairement aux zones continentales qui bénéficient aujourd'hui d'un large panel d'outils en perpétuelle progression grâce aux innovations technologiques (par exemple, la surveillance vidéo, Brignone et al., 2012; l'utilisation de drones, aussi appelés UAV pour *Unmanned Aerial Vehicle*, afin de générer des orthomosaïques ou des modèles numériques de terrain, Guisado-Pintado et al., 2018, 2019 ; ou encore des relevés au DGPS pour *Differential Global Positioning System*, utiles à la caractérisation morphologique, Rankey, 2011 ; Testut et al., 2016 ; ou au suivi topographique et volumétrique des systèmes côtiers, Duvat et al., 2016a), les îles coralliennes d'atolls – et plus généralement les petites îles tropicales – n'ont bénéficié d'aucun programme de surveillance systématique et détaillé incluant des relevés de terrain (Webb et Kench, 2010),

en raison de leur éloignement géographique. Néanmoins, nombre d'atolls des océans Pacifique et Indien ont longtemps été des territoires clés dans les stratégies militaires du siècle passé, laissant en héritage de larges séries de photographies aériennes verticales réalisées par l'aviation militaire. Utilisées dans toutes les études de l'évolution de la surface des îles et de la position du trait de côte à l'échelle pluridécennale, ces photographies aériennes offrent une capture de l'état passé de ces îles à un instant t . La disponibilité de ces photographies et la fréquence à laquelle elles ont été réalisées conditionnent directement la profondeur temporelle et les sous-périodes des études réalisées (Webb et Kench, 2010). Les campagnes de prises de vue ayant débuté plus ou moins tôt au cours du siècle passé et ayant été réalisées à différents pas de temps, les études menées présentent de fortes disparités temporelles (Figure 18). En effet, elles s'étendent de 23 (Glorieuse, Testut et al., 2016) à 126 années (Palmyra, Collen et al., 2009) et 50% des atolls couverts ont été étudiés sur des périodes allant de 40 à 64,25 années (Figure 18). Des séries d'images satellites haute résolution sont désormais disponibles pour les périodes les plus récentes (depuis les années 2000). Alors que les premières images produites sur ces îles isolées présentaient des résolutions peu satisfaisantes (Ikonos, 5 mètres par pixel), les satellites de nouvelle génération Pléiades (Pléiades 1A, lancé en 2011 et 1B, lancé en 2012) et WorldView (WV-1 a été lancé en 2007) offrent aujourd'hui des images dont la résolution est submétrique (0,50 m pour Pléiades et 0,31 m pour WorldView). De plus, le développement des capteurs multispectraux a permis le développement des travaux de télédétection utiles à la caractérisation de l'étendue du couvert végétal (Hamylton et East, 2012) et la détection des dépôts associés aux événements météo-marins, comme cela a été fait par Duvat et al. (2017b), après le passage du Cyclone Fantala (Cat. 5) sur l'atoll de Farquhar (Seychelles, océan Indien).

Troisièmement, les études réalisées reposent sur une gamme de statistiques ou de données clés générées à partir des indicateurs de position du trait de côte. Ces données sont généralement produites pour l'ensemble de la période d'étude, sans analyse de l'évolution des îles sur des pas de temps plus courts (décennie, événement météo-marin).

4.1.2. Une analyse spatialisée limitée des résultats

Afin de tendre vers des modèles d'évolution des îles coralliennes aux échelles intra- et inter-atoll (d'un même groupe ou d'une même région), permettant d'apporter des éléments de réponse robustes quant à la contribution des différents facteurs d'évolution jouant un rôle des échelles locale à globale, il serait nécessaire de réaliser des analyses spatialisées. Or pour l'heure, les études réalisées sur les atolls des océans Pacifique et Indien ne présentent qu'une analyse spatialisée limitée. Parmi elles, seuls Yates et al. (2013) et Ford et Kench (2015) proposent une comparaison de l'évolution des îles, respectivement à l'échelle intra-atoll (Manihi et Manuae, Polynésie française) et à l'échelle d'un ensemble d'atolls du même groupe (Îles Marshall).

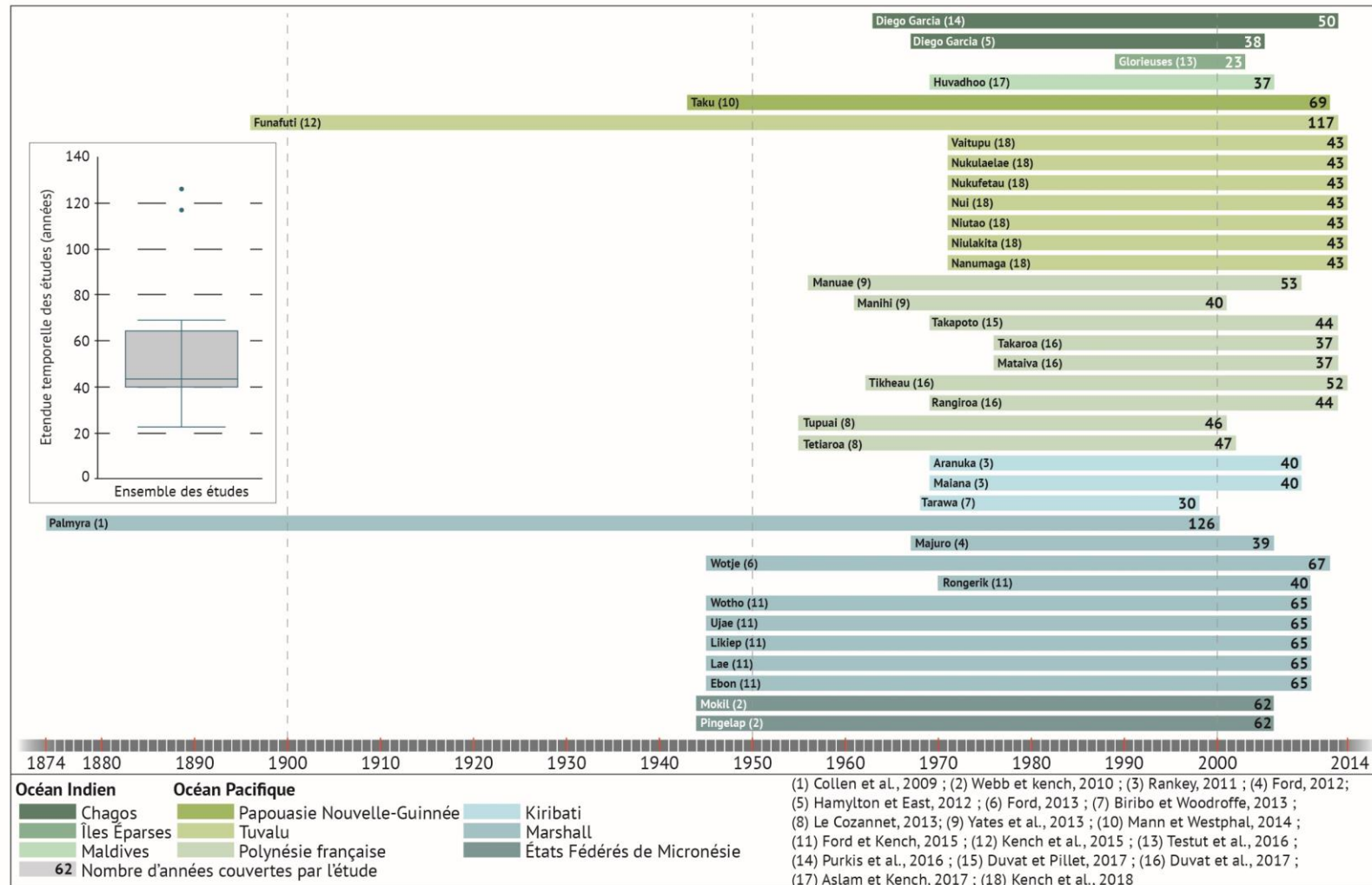


Figure 18 – Étendue temporelle des études de l'évolution de la surface et de la position du trait de côte des îles coralliennes d'atolls des océans Indien et Pacifique depuis 2009. Ces îles ont été étudiées sur des périodes allant de 23 à 126 ans. On notera également la faible représentation des atolls de l'océan Indien (4 atolls sur 36, soit seulement 11 % de l'échantillon), mettant en évidence un gap géographique certain. Figure de synthèse réalisée à partir des travaux de Duvat (2019).

4.1.3. Des études essentiellement mono-indicateur de la position du trait de côte

L'absence de protocole méthodologique standardisé a indéniablement conduit à une multiplication des indicateurs de la position du trait de côte (Duvat, 2019). Bien que cela puisse être bénéfique si les indicateurs sont utilisés de manière simultanée, la majorité des études ont été, pour l'heure, mono-indicateur (Figure 19).

Parmi les différents indicateurs, la limite de végétation est celui qui a été le plus utilisé dans les études portant sur les atolls de l'océan Pacifique (Webb et Kench, 2010 ; Ford, 2012, 2013 ; Biribo et Woodroffe, 2013 ; Yates et al., 2013 ; Mann et Westphal, 2014 ; Ford et Kench, 2015 ; Kench et al., 2015 ; Kench et al. 2018) (Figure 19). Comme nous l'avons vu précédemment, la végétation est un marqueur de stabilité des entités morphologiques sur lesquelles elle se développe. Considéré comme étant le seul indicateur fiable sur le moyen à long terme par Ford (2012), il a souvent été préféré à d'autres puisqu'il constitue une limite facilement détectable sur les photographies aériennes et sur les images satellites, contrairement à certains indicateurs morphologiques qui seront parfois difficilement détectables (en raison, en autres, de la résolution parfois limitée des images sources). Ainsi, cet indicateur écologique marque la limite externe (côté océan ou côté lagon) des zones végétalisées les plus denses se développant sur la partie émergée et stabilisée du système insulaire. Les zones occupées par une végétation clairsemée ou pionnière sont généralement exclues puisqu'elles se situent aux extrémités des îles, sur les parties les plus mobiles, et ne peuvent pas être considérées comme stables sur le moyen à long terme (Duvat et Pillet, 2017). La limite de végétation a également été utilisée pour évaluer les impacts des cyclones passés sur la position du trait de côte, comme sur l'atoll de Takapoto (Tuamotu, Polynésie française) (Duvat et Pillet, 2017).

Cependant, utiliser la végétation comme unique indicateur de la position du trait de côte présente diverses limites, tant pour les portions de côte naturelles que pour celles qui ont été modifiées par l'homme (Duvat et Pillet, 2017). Sur les côtes naturelles, il est parfois difficile de différencier les ombres projetées par la végétation (souvent associées aux cocotiers) au sol de la végétation elle-même. Cela est particulièrement vrai sur les photographies aériennes anciennes monochromes, pouvant impliquer une erreur de positionnement de l'indicateur. De plus, sur les côtes les plus exposées des atolls, la limite de végétation ne correspond pas toujours à la limite externe de la zone stabilisée du système. C'est le cas notamment lorsque des zones pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de largeur constituées de champs de blocs cycloniques sont présentes sur l'arrière-plage (Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a). Sur ces champs de blocs, les conditions du milieu ne sont que très peu favorables au développement de la végétation, aussi est-elle sinon absente, du moins très clairsemée. Alors que la définition de la limite de végétation exclut ces zones de blocs, ces dernières font, d'un point de vue géomorphologique, partie des zones stabilisées des îles coralliennes. Les exclure induit indubitablement une sous-estimation de la surface stabilisée de ces dernières. Sur les côtes où l'homme est présent, les activités anthropiques peuvent parfois entraîner une modification substantielle du couvert végétal (défrichage par exemple), et ainsi induire des évolutions non naturelles de la position du trait de côte (Ford, 2012). De plus, la définition même de la limite de

végétation exclut toute construction anthropique (Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a) ; or sur ces espaces restreints, il n'est pas rare que des remblais aient été réalisés sur le platier récifal ou que des ouvrages de protection fixent le trait de côte. Ainsi, pour pallier ces limites et inclure les spécificités géomorphologiques et anthropiques de certaines îles, des études récentes ont proposé l'indicateur « ligne de stabilité » (Duvat et al., 2016b ; Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a).

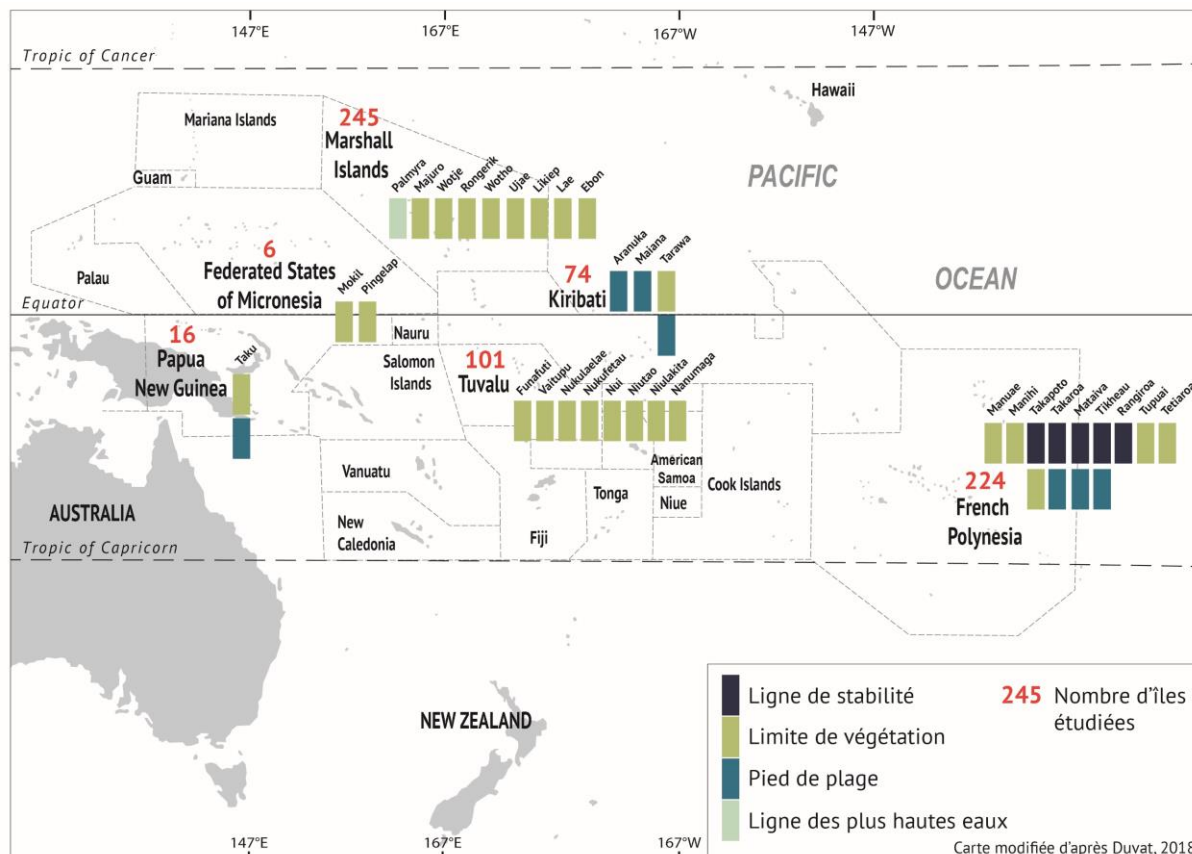


Figure 19 – Indicateurs de la position du trait de côte utilisés dans les études menées dans l’océan Pacifique.

4.2. Limites des travaux d’attribution

L’effort d’attribution des évolutions observées a été pour l’heure limité. D’abord, parce que le manque de données de profondeur temporelle suffisante a limité la capacité d’attribution. Ensuite, parce que le manque de protocoles standardisés a induit une multiplication des indicateurs de la position du trait de côte, lesquels ne permettent pas toujours de capturer l’intégralité des évolutions du système insulaire à l’échelle pluridécennale. Par exemple, certains indicateurs ont été conçus pour des études conduites à l’échelle globale ; ils ne permettent pas d’appréhender les spécificités locales des sites étudiés ou les particularités induites par le cadre géomorphologique des sites. Aussi, la forte dissemblance des statistiques générées aux échelles régionales et subrégionales limite la possibilité de tendre vers des modèles d’évolution généraux. Enfin parce que les études réalisées sur les îles coralliennes, essentiellement mono-disciplinaires, se sont concentrées sur l’évaluation du risque de disparition de ces entités (Duvat, 2019).

4.2.1. Un effort d'attribution essentiellement climat-dominant

Les études des dix dernières années ont essentiellement mis l'accent sur l'attribution des évolutions détectées aux facteurs climatiques. Parmi ces facteurs, c'est essentiellement le rôle des houles saisonnières qui a été investigué (Collen et al., 2009 ; Webb et Kench, 2010 ; Rankey, 2011 ; Le Cozannet, 2013 ; Yates et al., 2013 ; Kench et al., 2015 ; Duvat et al., 2017), et qui a permis d'expliquer, localement, les évolutions détectées (Le Cozannet, 2013 ; Yates et al., 2013). On note cependant que cet effort d'attribution aux houles saisonnières s'est exclusivement focalisé sur la région Pacifique (Tableau 4). Plus rarement, les études se sont concentrées sur les impacts des houles cycloniques (Le Cozannet, 2013 ; Yates et al., 2013 ; Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a), en se basant sur des images aériennes pré- et post-événement pour évaluer leur rôle sur une période donnée. Rares sont les études à avoir investigué concomitamment le rôle des houles saisonnières et des houles cycloniques dans les évolutions pluridécennales (Le Cozannet, 2013 ; Yates et al., 2013), alors que ces dernières ont pu agir concomitamment. Les houles distantes ont également été considérées, en Polynésie française (Duvat et al., 2017a) sur l'atoll de Tikehau, où elles ont induit un recul du trait de côte en 1996, et aux Maldives (Aslam et Kench, 2017), où à l'inverse elles expliqueraient l'expansion des îles. En raison du contrôle prégnant des facteurs météo-marins, anthropiques et écologiques sur les évolutions observées (Duvat, 2019), la capacité d'attribution des évolutions observées à l'élévation du niveau de la mer est pour l'heure très limitée. En se focalisant sur les facteurs climatiques, les études disponibles se sont peu attachées à quantifier l'influence des activités anthropiques locales.

4.2.2. Des travaux d'attribution aux facteurs locaux encore limités

Parce que les études réalisées sur les îles coralliennes se sont essentiellement intéressées à la question de leur disparition dans un contexte d'élévation du niveau de la mer, elles se sont principalement attachées à investiguer le rôle des facteurs climatiques aux échelles globales et régionales. Les études conduites sur les côtes sédimentaires des îles hautes ont quant à elle surtout cherché à établir un bilan du comportement du trait de côte.

La faible accessibilité des espaces insulaires, le coût important de la collecte de données sur site et de l'évaluation systématique des facteurs de contrôle à l'échelle locale, et l'interdisciplinarité limitée (Duvat, 2019) des études réalisées, ont indubitablement limité la capacité d'attribution aux facteurs agissant aux échelles locales. Les études ayant fourni une évaluation approfondie de la contribution de ces facteurs restent rares, alors que l'analyse des interactions des facteurs de contrôle à l'échelle locale représentent aujourd'hui un levier majeur d'une anticipation adéquate des conséquences du futur contexte climatique sur la morphologie côtière. De plus, comme l'a montré Duvat (2019) avec la réanalyse de 709 îles, la variabilité spatiale des évolutions (surface des îles et trait de côte) est telle qu'il est difficile, aux échelles globale et régionale, de distinguer des modèles. Dans ce contexte, la recherche future doit donner une place prioritaire aux travaux d'attribution des changements à l'échelle locale afin d'identifier au mieux les facteurs y agissant afin de proposer des solutions d'adaptation spécifiques aux contextes géomorphologique, hydrodynamique, écologique et anthropique des sites considérés. C'est pourquoi il est central que les conséquences des activités anthropiques soient systématiquement évaluées aux échelles pluridécennale et locale. D'une part parce que les

études ayant fait l'effort d'investiguer en profondeur leur rôle (Aslam et Kench, 2017; Collen et al., 2009b; Duvat et al., 2019, 2017a; Duvat et Magnan, 2019; Duvat et Pillet, 2017; Rankey, 2011; Webb et Kench, 2010) ont démontré qu'elles constituaient l'un des facteurs ayant engendré les rythmes d'évolution les plus marqués, mais aussi parce que ces perturbations anthropiques agissent sur le temps long dans la mesure où les constructions humaines sont rarement démontées lorsqu'elles ne sont plus utilisées.

4.2.1. Une capacité d'attribution à l'élévation du niveau de la mer limitée

Les études mono-indicateurs et plus particulièrement celles basées sur la limite de végétation ont une limite majeure : elles excluent systématiquement la plage, alors que cette dernière fait partie intégrante du système insulaire (Duvat et Pillet, 2017). C'est pourquoi certaines études ont utilisé le pied de plage, soit à la place de la limite de végétation (Rankey, 2011), soit en complément de cette dernière (Biribo et Woodroffe, 2013 ; Mann et Westphal, 2014) ou de la ligne de stabilité (Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a) (Figure 19). La plage étant la partie la plus dynamique du système, il arrive que des changements dans son budget sédimentaire aient lieu sans pour autant que cela ait une incidence sur la position de la limite de végétation ou de la ligne de stabilité (Mann et Westphal, 2014 ; Duvat et Pillet, 2017). Ainsi, exclure les plages des études d'évolution des îles à l'échelle pluridécennale constitue une limite majeure, non seulement à la capacité de détection, mais aussi et surtout à la capacité d'attribution des changements morphologiques côtiers. Le pied de plage (en anglais, *base of the beach* ou *toe of the beach*) correspond à l'intersection entre les sédiments non consolidés de la plage et le platier récifal (Kench et Brander, 2006 ; Rankey, 2011 ; Biribo et Woodroffe, 2013 ; Mann et Westphal, 2014 ; Duvat et Pillet, 2017). Or pour l'heure, un nombre limité d'études (Rankey, 2011 ; Biribo et Woodroffe, 2013 ; Mann et Westphal, 2014 ; Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a) considèrent l'évolution du pied de plage à l'échelle pluridécennale (Figure 19).

Deuxièmement, les études réalisées se basent, pour la période récente, sur des images satellites. Or, ces images, parfois datées d'une vingtaine d'années (Biribo et Woodroffe, 2010), ne permettent, ni de détecter, ni d'attribuer les évolutions morphologiques côtières aux dernières tendances d'élévation du niveau de la mer (Figure 20).

Études		Attribution													
		Météo-marins / Climatiques					Écologiques		Anthropiques						
Auteurs	Année de publication	Houles saisonnières	Houles cycloniques	Houles distantes	ENSO	SLR ¹	Ecosystème récifal	Végétation	Dégradation écosystème récifal (remblais, dragage)	Fixation du trait de côte	Modifications topographiques de l'île	Extraction sédimentaires (dunes, plages)	Modification de la végétation (défrichement, remplacement)	Connections inter-îles	
Pacifique	Collen et al.	2009	X						X	X	X			X	
	Webb et Kench	2010	X						X	X				X	
	Rankey Ford	2011 2012	X			X			X	X		X			
	Biribo et Woodroofe Ford	2013 2013							X			X			
	Le Cozannet	2013	X	X											
	Yates et al.	2013	X	X											
	Mann et Westphal Ford et Kench	2014 2015								X		X			
	Kench et al. Duvat et Pillet	2015 2017	X						X	X		X	X	X	
	Duvat et al. Kench et al.	2017 2018	X	X	X			X	X	X		X		X	
	Indien	Hamylton and East	2012							X					
Testut et al. Purkis et al.		2016 2016							X	X					
Aslam et Kench		2017			X				X						

Tableau 2 – Synthèse de l'effort d'attribution réalisé dans les études de l'évolution de la surface des îles des océans Pacifique et Indien depuis 2009. Les facteurs climatiques sont fortement représentés alors que les facteurs écologiques ne sont presque jamais mentionnés. L'influence du facteur anthropique à l'échelle locale est souvent mentionnée mais rarement démontré. ¹SLR : *Sea Level Rise*, élévation du niveau de la mer.

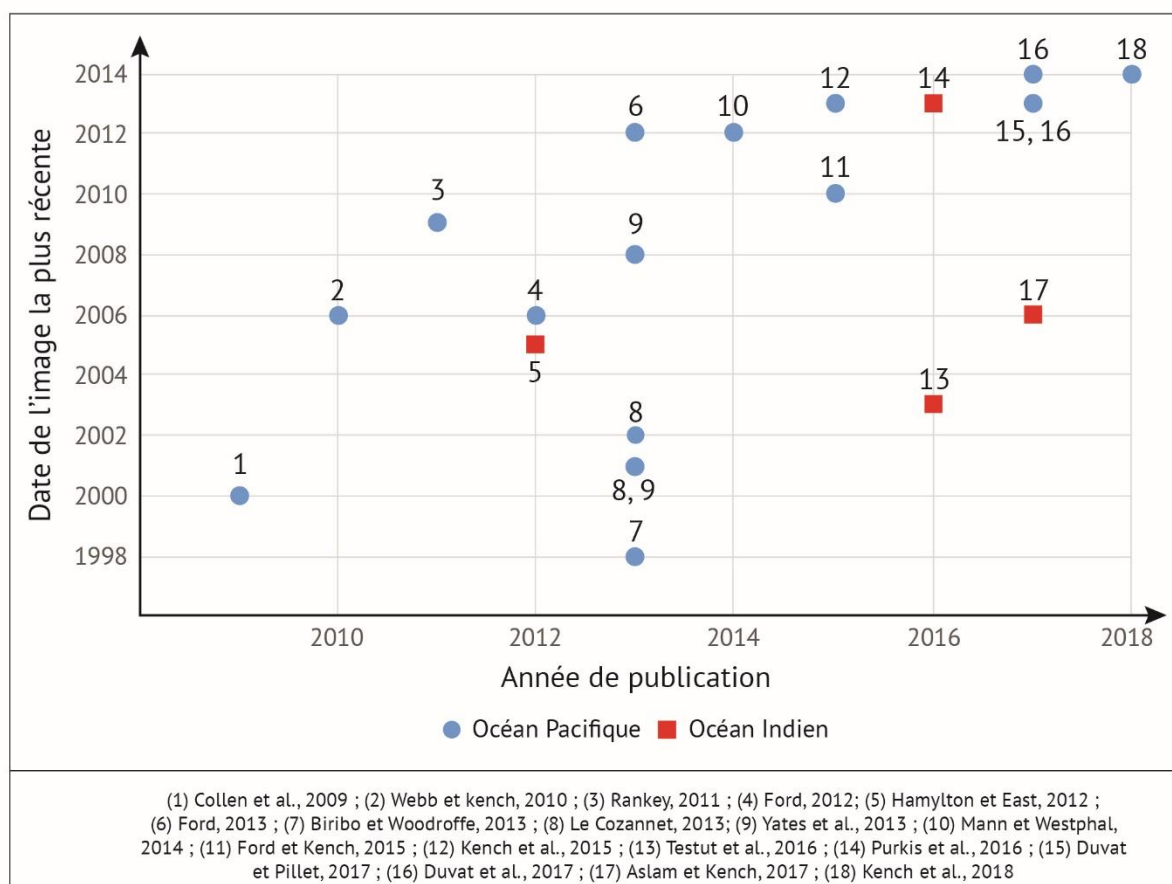


Figure 20 – Date des images les plus récentes utilisées dans les études de l'évolution de la surface des îles réalisées entre 2009 et 2018 dans les océans Pacifique et Indien (selon Duvat, 2018)

5. Stratégie scientifique de la thèse

Bien que les travaux portant sur l'évolution de la surface des îles coralliennes d'atolls aient été en perpétuelle progression depuis 2009 et que les îles hautes françaises ont fait l'objet d'une attention croissante depuis les années 1990, l'effort a essentiellement été mis sur l'élaboration de protocoles méthodologiques visant à détecter les changements. Ces travaux ont permis des progrès considérables sur la connaissance fondamentale de ces milieux et de leur évolution à l'échelle pluridécennale, évinçant par exemple la thèse de la disparition en cours des îles coralliennes sous l'effet d'un taux d'élévation du niveau de la mer en général supérieur à la moyenne globale. Une lecture critique de la littérature nous a permis d'identifier un certain nombre de biais méthodologiques et de *Research gaps*, notamment sur l'effort d'attribution des évolutions aux facteurs locaux, que cette thèse se propose de traiter.

5.1. Affiner les travaux de détection

5.1.1. Produire des données les plus complètes possible

Les données générées dans le cadre de cette thèse se proposent d'être les plus exhaustives possibles, c'est-à-dire générées non seulement pour la période d'étude globale, mais aussi pour toutes les inter-périodes que les images disponibles permettent d'étudier. Cela permettra de mettre en évidence que l'évolution de la surface des îles n'est pas linéaire et qu'elles répondent à de multiples facteurs de forçage agissant à des échelles spatio-temporelles variées.

En nous basant sur le protocole méthodologique développé dans des travaux précédents (Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a), nous nous proposons de multiplier les indicateurs de la position du trait de côte afin d'évaluer non seulement l'évolution de la surface stabilisée des îles coralliennes (indicateur ligne de stabilité), mais aussi des plages (indicateur pied de plage). Coupler ces deux indicateurs permettra aussi de mesurer les rythmes d'évolution de la largeur des plages océaniques de quatre atolls du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu. De la même manière, nous multiplierons les indicateurs sur les plages des îles hautes afin de capturer leurs évolutions planimétriques à différentes échelles temporelles.

Parce que le facteur anthropique joue un rôle crucial à l'échelle locale et que nous avons montré que les travaux de détection ne le considèrent que trop peu, un effort particulier sera fourni pour évaluer au mieux le degré de perturbation des côtes.

5.1.2. Proposer une analyse spatiale des résultats

La revue de littérature de Duvat (2019) a mis en évidence qu'il était difficile de distinguer des modèles d'évolution des îles coralliennes d'atolls aux échelles globale et régionale en réponse à l'élévation du niveau de la mer. Afin de proposer des modèles d'évolution des îles coralliennes à l'échelle régionale, nous proposons de réaliser une analyse spatialisée à l'échelle d'un ensemble d'atolls du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu. Pour ce faire, cette thèse reposera d'une part, sur un échantillon propre de 83 îles de l'atoll de Ahe et d'autre part, sur la réanalyse des données précédemment générées sur les atolls de Mataiva, Takaroa (Duvat et al., 2017a) et Takapoto (Duvat et Pillet, 2017). Cette analyse spatialisée permettra aussi d'apporter de nouvelles îles à l'*Atoll Islands Database* initiée par Duvat (2019).

Cette analyse spatiale sera également l'approche adoptée pour les îles hautes caribéennes afin de distinguer des modèles de réponses des systèmes sédimentaires côtiers en fonction de leur exposition aux houles dominantes dans différents contextes météo-marins (par temps calme et sous conditions perturbées).

5.2. Affiner les travaux d'attribution

Comme nous l'avons vu, l'effort d'attribution a pour l'instant été essentiellement centré sur les facteurs climatiques.

5.2.1. Facteurs climatiques

Bien que l'effort d'attribution se soit essentiellement concentré sur les facteurs climatiques, il reste encore beaucoup à faire à l'échelle locale. C'est pourquoi la question de la contribution des houles aux évolutions morphologiques côtières à l'échelle pluridécennale sur les atolls du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu sera investiguée, en s'appuyant sur les caractéristiques des houles dans cette région (direction de provenance, hauteur significative). De plus, l'analyse spatialisée des données aux échelles intra- et inter-atolls permettra de vérifier s'il existe dans cette région des effets de façade en fonction de l'exposition des côtes aux houles. Nous interrogerons également l'influence de la variabilité climatique sur les trajectoires d'évolution des îles coralliennes sur le temps long, en détectant les évolutions planimétriques (surfaces des îles et trait de côte) sur des périodes soumises à différents contextes météo-marins (temps calme sous influence des houles dominantes, temps perturbé sous-influence cyclonique et lors de période durant lesquelles les processus de réajustement morphologiques ont été amorcés).

Sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, nous interrogerons également les impacts des cyclones de Septembre 2017 sur les plages des deux îles. Nous proposons une réanalyse des données (Duvat et al., 2018 ; Pillet et al., 2019) à l'échelle inter-îles pour voir s'il existe ou non des modèles de réponses communs aux deux îles et si les évolutions détectées par photo-interprétation et les impacts relevés sont comparables à cette échelle.

5.2.2. Facteurs anthropiques

Le protocole de détection des évolutions morphologiques côtières reposant sur une large gamme d'indicateurs intégrant les particularités anthropiques des îles coralliennes et des plages des îles hautes, ainsi que sur des missions de collectes de données *in situ*, un effort particulier sera déployé pour investiguer le rôle du facteur anthropique à l'échelle locale.

Dans les atolls, une tentative d'attribution approfondie sera réalisée sur une sélection d'îles présentant des degrés de perturbation anthropique élevés et qui concentrent la majeure partie de la population à l'échelle des atolls. Sur les îles-villages, nous quantifierons l'influence des activités de remblaiement sur leurs trajectoires d'évolutions et nous verrons en quoi elles évoluent différemment des îles les plus naturelles.

Sur les îles caribéennes, l'évaluation de l'influence des activités anthropiques se fera essentiellement à deux échelles temporelles. Sur le temps long, nous évaluerons la déstabilisation progressive des systèmes sédimentaires côtiers des deux îles sur la base de l'étude de l'évolution de la largeur de la zone végétalisée non bâtie et de la rigidification des côtes. Sur une temporalité plus réduite, nous interrogerons l'influence des activités humaines sur (1) la réponse des plages aux houles cycloniques et sur (2) les processus de réajustement morphologique et écologique des plages de l'île de Saint-Barthélemy.

Partie Deux | Présentation des zones d'étude

Chapitre 3 | Les atolls de l'archipel des Tuamotu (Océan Pacifique, Polynésie française)

Introduction

Située dans l'Océan Pacifique sud, la Polynésie française s'étend sur plus de 2200 km du nord au sud (de 10° S à 30° S), depuis l'île de Hatutu (Marquises) jusqu'à l'île méridionale de Rapa, et sur près de 2000 km d'ouest en est (de 133° O à 155° O), depuis l'atoll de Manuae (Îles de la Société) jusqu'à l'atoll de Temoe (Gambier) (Figure 21). La Polynésie française est subdivisée en cinq archipels, du nord au sud : les îles Marquises, l'archipel des Tuamotu, les îles de la Société, les îles Gambier et les îles Australes. L'éparpillement territorial de la Polynésie française et son caractère océanique fait qu'elle constitue à elle seule près de 54 % (5,5 millions de km²) de la superficie totale de la Zone Économique Exclusive française (10,4 millions de km²).

La Polynésie française est une collectivité d'outre-mer (COM) dont l'autonomie est régie par l'article 74 de la Constitution. La loi organique n° 2004-192 du 27 février 2004 portant statut d'autonomie de la Polynésie française lui confère donc la capacité de se gouverner librement et démocratiquement. Toutefois, cette gouvernance est distribuée entre l'État français et le Pays (la Polynésie française) et les compétences qui incombent chaque partie sont strictement définies par les articles 13 à 62 de la loi n° 2004-192 du 27 février 2004.

En 2017, près de 282 000 habitants étaient répartis entre les cinq archipels polynésiens. Depuis les années 1980, la population a été multipliée par 1,6 (+100 000 habitants). L'éclatement territorial de cet espace insulaire favorise une faible densité de population (76,40 hab./km² en 2012⁴), mais masque de nettes disparités territoriales, comme l'illustre la forte concentration de population dans l'archipel des Îles de La Société qui regroupe près de 88 % de la population totale (120 hab./km²). Dans l'archipel des Tuamotu, qui nous intéresse particulièrement ici, la population est de près de 17000 habitants (soit 13 fois moins nombreuse que dans l'archipel des de La Société), et la densité atteint seulement 23 hab./km².

La Polynésie française regroupe 118 îles de deux morphotypes : les îles hautes et les îles basses coralliennes. Le premier type correspond à la partie émergée d'un édifice volcanique ; on en dénombre 33 en Polynésie. Le second type, que sont les atolls composés d'îles coralliennes basses, représente la majeure partie des îles Polynésiennes. On en dénombre 85 au total, dont 76 qui se situent dans l'archipel des Tuamotu ; ce dernier constitue, à l'échelle de la planète, le plus grand regroupement d'atolls. Les atolls de Mataiva, Ahe, Manihi, Takapoto et Takaroa, qui intéressent notre étude sont situés dans le nord-ouest de cet archipel (Figure 21).

⁴ Institut de la Statistique de Polynésie française, en date du dernier recensement de la population (2017)

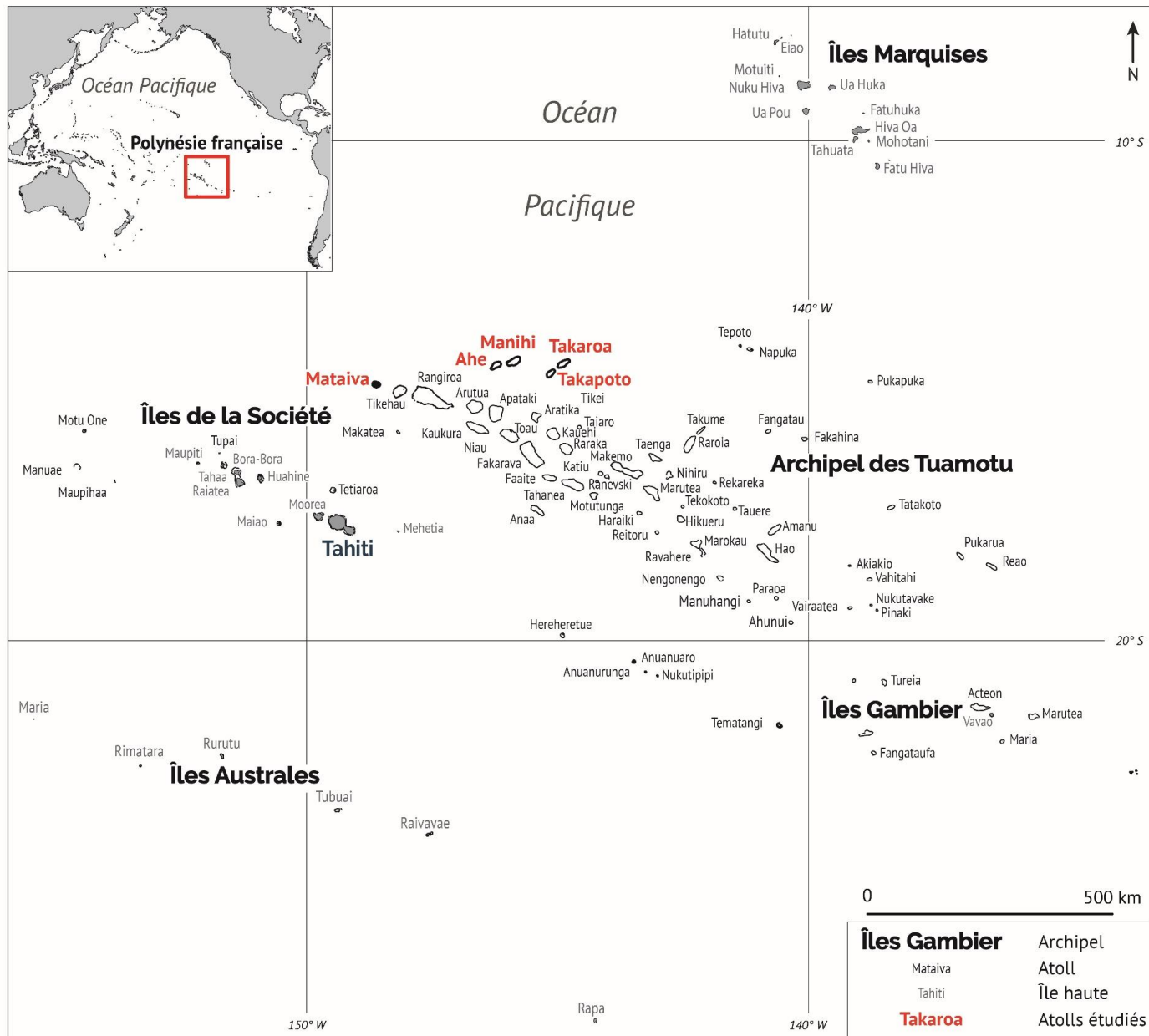


Figure 21 – Carte de la Polynésie française et des cinq archipels qui la composent.

1. Principales caractéristiques physiques

1.1. Caractéristiques morphologiques des atolls étudiés

Les atolls étudiés sont situés dans l'extrémité nord-ouest de l'archipel des Tuamotu (entre 14° 52'S / 148° 44'O, extrémité ouest de Mataiva et 14° 23'S / 144° 50'W, l'extrémité est de Takaroa). L'archipel des Tuamotu est composé de 77 atolls, dont certains sont « ouverts », c'est-à-dire qu'ils comptent au moins une passe et d'autres « fermés » (sans passe). Les atolls de Ahe, Takaroa, Mataiva et Manihi appartiennent à la première catégorie, tandis que Takapoto est un atoll fermé (Figure 22, Figure 23 ; Tableau 3). Les atolls étudiés présentent des dimensions variables et leurs lagons couvrent une surface allant de 12 km² (Mataiva) et 141 km² (Ahe) (Andrefouët et al., 2008) (Tableau 3).

Sur leur couronne récifale se développent des îles coralliennes de type motu, tel que décrit par Stoddart et Steers en 1977. Les îles de plus grandes tailles sont caractérisées par une morphologie contrastée entre leurs côtes océaniques et lagunaires. Sur leur face océanique, l'accumulation de débris coralliens issus du démantèlement du récif constitue généralement une crête de plage dont l'altitude est supérieure à la côte lagunaire. Les plages lagunaires sont essentiellement composées de sable corallien et de débris de mollusques (Stoddart et Steers, 1977) et présentent une granulométrie plus faible que sur les côtes océaniques. Ces îles couvrent sur les atolls étudiés des superficies allant de 15km² à Takapoto à 20km² à Takaroa et Takapoto. Les caractéristiques morphologiques des motu ont été décrites en détail dans le chapitre un (1.2.3 Zonation du système insulaire des motu, p.25).

Les îles coralliennes d'atolls sont directement dépendantes des apports en matériel et des échanges sédimentaires île-récif. Le fonctionnement de ces derniers et la zonation du système récifal atollien ont été présentés dans le chapitre 1 (1.1 Des pentes externes du récif au lagon, p.15).

Atoll	Localisation	Grand axe (km)	Petit axe (km)	Surface lagon (km ²) ⁵	Surface îles (km ²) ⁵	Passe
Ahe	14° 28'S 146° 17'O	22	10	141	18	Oui (ouest)
Takaroa	14° 27'S 144° 58'O	26	7	85	20	Oui (ouest)
Takapoto	14°30'S 145°20'O	20	6,5	77	15	Non
Mataiva	14° 52'S 148° 40'O	10	5	12	17	Oui (ouest)
Manihi	14°25' S 145°55' O	26	8	161	20	Oui (sud-ouest)

Tableau 3 – Principales caractéristiques des atolls étudiés.

⁵ Selon Andrefouët et al., 2008

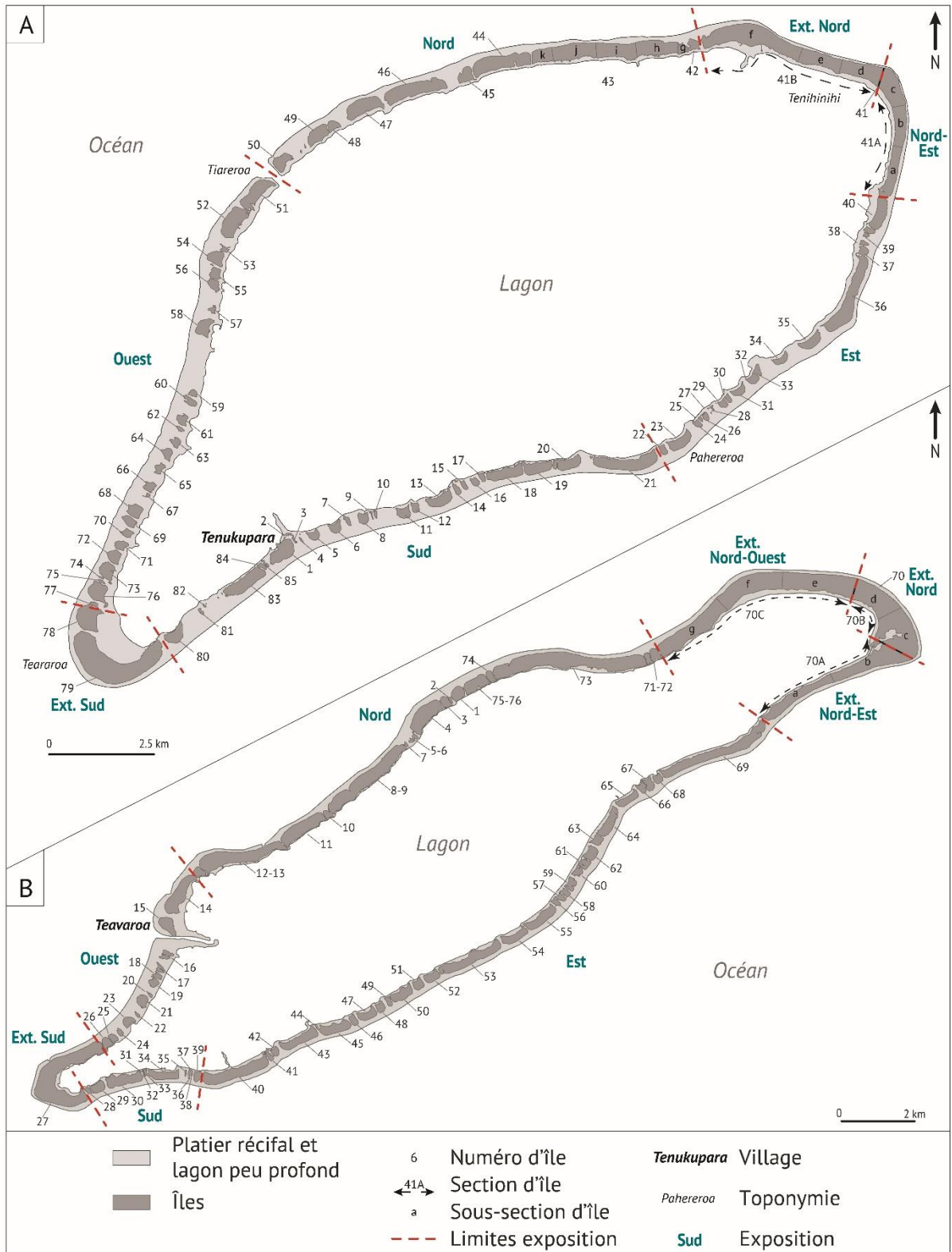


Figure 22 – Cartes des atolls de Ahe et Takaroa. La numérotation des îles a été réalisée dans le sens inverse des aiguilles d’une montre. Les plus grandes îles situées aux extrémités de la couronne récifale ont été subdivisées en secteurs et sous-secteurs en fonction de l’exposition de leurs côtes océaniques. Réalisation : V.Pillet.

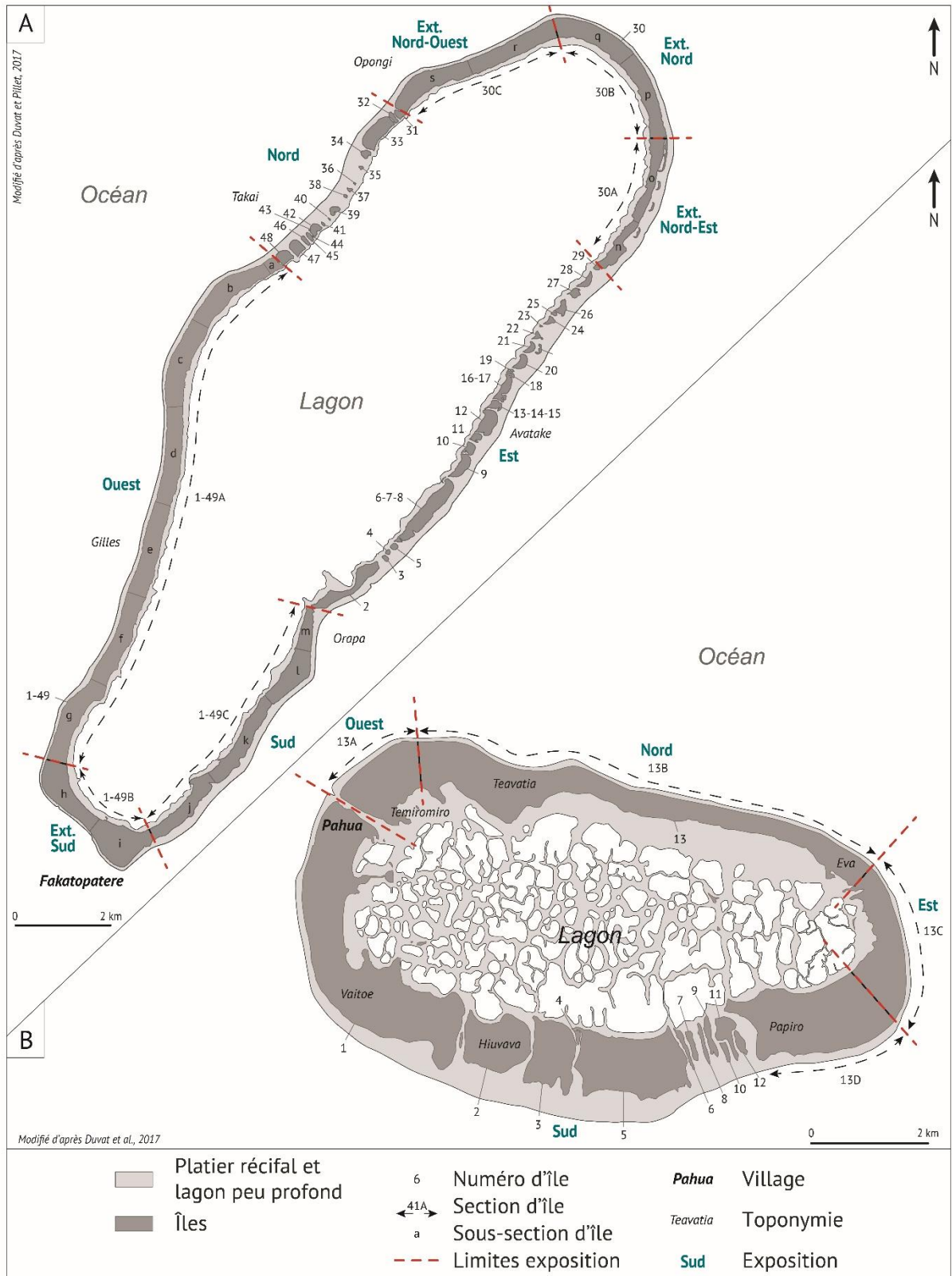


Figure 23 – Cartes des atolls de Takapoto et de Mataiva sur lesquels nous avons détecté l'évolution de la largeur des plages à l'échelle pluridécennale.

1.2. Régime climatique régional et événements météo-marins extrêmes

Située entre 10° S et 30° S de latitude et entre 130° O et 155° O de longitude, la Polynésie française est soumise à un climat tropical de type maritime humide régi par une circulation atmosphérique et océanique de grandes échelles (Laurent et Varney, 2010). Le régime climatique de cette zone est marqué par une bisaisonnalité (Météo-France, 2020). L'étendue territoriale de la Polynésie française et la grande dispersion spatiale de ses îles impliquent que chaque archipel est soumis à des types de temps spécifiques (Météo-France, 2020). Parce qu'en Polynésie cette thèse s'intéresse essentiellement à des atolls du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu, nous présenterons ici seulement les caractéristiques climatiques propres à cette zone.

1.2.1. Régime climatique de la zone d'étude

Les atolls du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu sont concernés par un climat tropical chaud et humide et soumis à l'influence des alizés de secteur nord-est à sud-est et des tempêtes tropicales et extra-tropicales (Andréfouët et al., 2012; Duvat et al., 2020). Dans cet archipel, le régime climatique est marqué par une bisaisonnalité ; il est partagé entre l'été austral et l'hiver austral. Chacune des deux saisons présente des caractéristiques propres (Météo-France, 2020).

La première (été austral), qui s'étend de novembre à avril, est aussi appelée saison « chaude ». Elle est caractérisée par l'action des alizés de faible intensité qui génèrent des houles modérées (Duvat et al., 2020). Cette période de l'année est aussi marquée par une humidité importante liée à des précipitations significatives ; leur cumul atteint son maximum entre les mois de décembre et janvier (Météo-France, 2020). C'est également lors de cette saison que se forment la plupart des dépressions tropicales, qui pourront, selon les configurations, évoluer en cyclones tropicaux. Ces événements de forte intensité, qui naissent dans la région ou plus au nord, pourront générer des houles marquées (hauteur significative importante par exemple).

La seconde saison (hiver austral), entre les mois de mai et octobre, est aussi appelée saison « fraîche ». Les alizés de secteurs nord-est à sud-est gagnent alors en intensité. S'y ajoutent des conditions particulièrement énergétiques liées à des houles de secteur sud générées par des dépressions australes. L'hiver austral est caractérisé par des précipitations limitées et une faible humidité.

Les atolls polynésiens du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu sont soumis à un régime microtidal, avec un marnage compris entre 50 et 65 cm (Pirazzoli et Montaggioni, 1986).

1.2.2. Régime de houles du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu

Le régime de houles du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu a été caractérisé pour les atolls de Ahe et de Takaroa à partir des données issues de la base Iowaga⁶ de l'IFREMER. Cette base de données renseigne la hauteur significative (Hs), la période (Tp) et la direction (Dp) des houles, obtenues grâce au modèle numérique WAVEWATCH III, dont la résolution atteint 0,25° en Polynésie française. Ces données couvrent la période 1990-2012 à une fréquence de 3 heures. Yates et al. (2013) estiment que cette étendue temporelle limite la capacité à détecter une variabilité interannuelle, mais permet néanmoins d'apprécier la variabilité annuelle du régime de houles qui affecte les groupes d'atolls de Ahe/Manihi et de Takaroa/Takapoto.

Pour caractériser le régime de houle des deux groupes d'atolls, nous avons extrait – en collaboration avec le BRGM⁷ – les données en quatre points du modèle. Deux sont situés au nord des groupes d'atolls de Ahe/Manihi et de Takaroa/Takapoto et deux au sud (Figure 24).

Le régime de houle varie fortement selon l'exposition (échelle intra-atoll, nord/sud) du point d'extraction et à l'échelle inter-atolls. Cette variabilité s'explique par l'influence sur la propagation des houles des atolls situés plus au sud (« *Island shadow effect* » ; Andréfouët et al., 2012). Cette influence s'exprime (1) par une occurrence moindre des houles de secteur sud et (2) par une hauteur significative plus faible au sud des groupes d'atolls considérés ici.

À l'échelle annuelle, le groupe Ahe/Manihi est particulièrement exposé à des houles de secteurs nord-est à sud-est (sens horaire) ; ces houles représentent 49 % au nord et près de 32 % au sud. Parmi ces houles, celles de secteur est dominant au nord et au sud des atolls de Ahe et de Manihi, avec respectivement 23,50 % (nord) et 23 % (sud) d'occurrence (Figure 24 A et B). Au-delà de ces similitudes d'exposition aux houles de secteurs nord-est à sud-est, des différences notables s'observent entre le nord et le sud du groupe d'atolls. Par exemple, les houles de secteurs sud-sud-est à sud-sud-ouest sont nettement plus représentées au sud qu'au nord des atolls, avec près de 16 % d'occurrence au sud et seulement 4 % au nord. Le constat est identique pour les houles des secteurs sud-ouest à nord-ouest, qui ont une occurrence de plus de 26 % au sud et de 16 % au nord (Figure 24 A et B). Les houles (toutes directions de provenance confondues) ont une hauteur significative faible. Au nord du groupe d'atolls, 84 % des houles ont une hauteur significative comprise entre 1 et 2 m. Au sud, la hauteur significative est moindre : 66 % ont une hauteur comprise entre 1 et 2 m et 32 % une hauteur ne dépassant pas 1 m.

Les houles qui touchent le groupe d'atolls Takaroa/Takapoto présentent une forte hétérogénéité entre les faces nord et sud. Comme à Ahe/Manihi, les houles de secteurs nord-est à sud-est sont les plus représentées. Ces houles ont une occurrence de plus de 58 % au nord, tandis qu'elles sont largement dominantes au sud, où elles ont une occurrence de plus de 95 %. La position particulière de ces atolls (extrémité est du nord-ouest de l'archipel), du fait qu'aucun autre atoll ne fait obstruction à la propagation des houles depuis l'est, peut expliquer cette surreprésentation des houles de secteur est (Figure 24 C et D). Par conséquent, au sud, les houles

⁶ <https://wwwz.ifremer.fr/iowaga/>

⁷ Janvier 2017 – Collaboration avec Gonéri Le Cozannet et Sophie Lecacheux.

de secteur sud-sud-est à sud-sud-ouest ne représentent que 0,78 % de l'ensemble des houles. Le constat est identique pour les houles de secteur sud-ouest à nord-ouest et de secteur nord-nord-ouest à nord-nord-est qui ont une occurrence faible de 1,41 % et de 2,44 %, respectivement (Figure 24 C et D). Au nord des atolls de Takaroa et de Takapoto, la situation est plus hétérogène. Les houles de secteurs sud-sud-est à sud-sud-ouest ont une occurrence de 0,23 % seulement. Toutefois, parce qu'aucun autre atoll ne fait obstacle à la propagation des houles en provenance du nord, les houles de secteur nord-nord-ouest à nord-nord-est ont une occurrence élevée (30 %) par rapport au sud des atolls (2,44 %) (Figure 24 C et D).

La hauteur significative des houles est comparable au nord et au sud du groupe d'atolls et elle est plus importante qu'à Ahe/Manihi. Les houles dont la hauteur significative est comprise entre 1 et 2 m ont une occurrence de 79 % et de 74 % au nord et au sud, respectivement. Les houles comprises entre 2 et 3 m représentent quant à elles 17 % et 13,50 % au nord et au sud, respectivement.

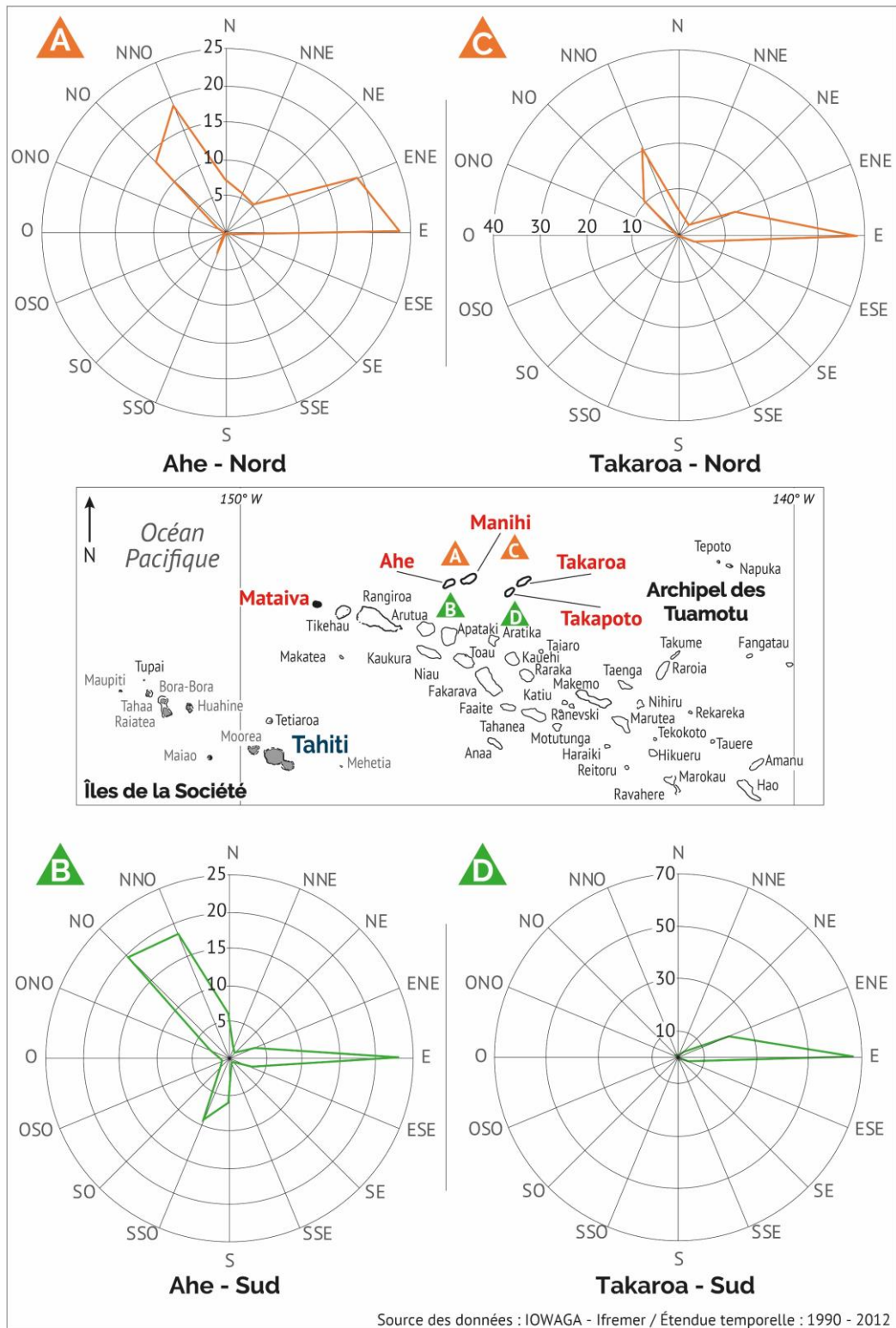


Figure 24 – Roses des houles annuelles entre 1990 et 2012 au nord et au sud des groupes Ahe/Manihi (A, B) et Takaroa/Takapoto (C, D). Les données issues du modèle WAVEWATCH III sont extraites de la base lowaga montrent l'occurrence en pourcentage des houles en fonction de leur direction de provenance.

1.2.3. L'aléa cyclonique en Polynésie française

À l'échelle mondiale, il se forme annuellement entre 80 et 85 dépressions tropicales modérées. Parmi ces dépressions, seule la moitié évolue en cyclone tropical (Laurent et Varney, 2010). Ces dépressions tropicales transitent surtout dans l'hémisphère nord (71 %). L'hémisphère sud ne voit naître qu'une part réduite de ces dépressions (29 %). Laurent et Varney (2010) estiment que, en raison d'un cisaillement vertical marqué dans cette zone, seul 1 % des dépressions tropicales qui naviguent dans l'hémisphère sud (29 %) touche la Polynésie.

En Polynésie française, les cyclones tropicaux se forment exclusivement durant l'été austral (de novembre à avril) ; cette saison chaude réunit les conditions favorables à la cyclogenèse. À plus petite échelle et par conditions océaniques et climatiques normales, l'activité cyclonique est cantonnée à l'ouest et au centre du bassin Pacifique Sud (Laurent et Varney, 2010), où la température de l'océan est plus élevée (dans la région de Fidji, des Vanuatu et de la Nouvelle Calédonie).

Le Pacifique Sud est soumis au phénomène ENSO⁸, qui affecte le climat à l'échelle mondiale. Ce phénomène se traduit par l'alternance des phases La Niña et El Niño. La première correspond à des conditions océaniques et climatiques normales, dont les caractéristiques sont exacerbées. Lors de cette phase, l'action conjointe des alizés d'est soutenus et des courants océaniques permet la concentration d'une zone d'eau chaude (28 à 30°C) dans l'ouest du bassin Pacifique. Le déplacement vers l'ouest de cette zone d'eau chaude a une double conséquence : lors de la phase La Niña, (1) l'activité cyclonique est essentiellement concentrée dans l'ouest de l'océan Pacifique et (2) on observe une remontée des eaux profondes froides dans l'est du bassin Pacifique, de laquelle résulte une déclivité plus importante de la thermocline⁹. La seconde correspond à la phase El Niño. Lors de cette phase, l'affaiblissement des alizés d'est permet le déplacement de la zone d'eau chaude – habituellement située dans l'ouest du bassin pacifique – vers l'est, jusqu'à atteindre le Pacifique central (Laurent et Varney, 2010). Ces conditions entraînent un réchauffement anormal des eaux océaniques de surface et un redressement de la thermocline (elle n'est plus structurée en pente, mais tend à prendre une structure horizontale). La présence de cette masse d'eau chaude dans le centre du Pacifique entraîne la formation de nuages et est propice à l'apparition d'un temps perturbé dans la région polynésienne. En phase El Niño, les paramètres océaniques et atmosphériques – les deux étant liés – sont propices à la cyclogenèse.

Les conditions océaniques particulières associées à l'alternance des phases La Niña et El Niño ont une incidence sur les paramètres atmosphériques. En période normale ou La Niña, la pression atmosphérique est plus élevée dans l'est que dans l'ouest du bassin Pacifique ; cette anomalie de pression entraîne un renforcement des alizés soufflant vers l'ouest, déplaçant masses océaniques et masses d'air chaudes vers l'ouest. En période El Niño, la situation s'inverse : la pression atmosphérique est plus élevée dans l'ouest que dans l'est, les alizés faiblissent et la masse océanique chaude migre vers l'est (Laurent et Varney, 2010).

⁸ El Niño – Southern Oscillation

⁹ Thermocline : limite de transition entre les eaux chaudes de surface et les eaux froides des profondeurs.

Cette double influence sur les composantes océaniques et atmosphérique générée par El Niño a de fait une incidence majeure sur l'activité cyclonique de la région polynésienne. Le déplacement des eaux chaudes et des masses d'air modifie la zone propice à la cyclogenèse, qui se trouve désormais plus au centre du bassin Pacifique (Météo-France, 2020). Deux exemples récents prouvent que les phases El Niño sont favorables à la formation de dépressions tropicales et de cyclones. Les saisons cycloniques 1982-1983 et 1997-1998, qui totalisent chacune 8 dépressions tropicales ou cyclones, coïncident avec des épisodes El Niño forts. La première (1982-1983) a vu se développer cinq cyclones tropicaux à une distance inférieure à 250 km de la Polynésie (Laurent et Varney, 2010) tandis que trois ont été observés lors de la seconde (1997-1998). Dans leur ouvrage *Historique des Cyclones de Polynésie française de 1831 à 2010* (Laurent et Varney, 2010) ont étudié l'activité cyclonique polynésienne sur une période de 41 années. Ils indiquent que l'activité cyclonique montre une certaine homogénéité à l'échelle annuelle (71 % des dépressions se sont formées durant les mois de décembre, janvier et février) alors que la récurrence de ces perturbations est très hétérogène à l'échelle interannuelle, notamment du fait de l'influence marquée d'El Niño. Toutefois, bien qu'ils soulignent que les cyclones se forment essentiellement lors des périodes El Niño (74 %), ils indiquent également que la part des dépressions tropicales qui atteignent le stade de cyclone est plus importante en phase La Niña (63 %) qu'en période El Niño (50 %).

La saison cyclonique 1982-1983 a été, en raison du nombre important de cyclones qui ont touchés les îles polynésiennes, particulièrement exceptionnelle ; le cyclone Orama (février 1983) a touché les côtes est des atolls étudiés dans cette thèse.

La saison cyclonique 1983 : cyclones en série

Issue de la conjoncture de conditions atmosphériques et océaniques propices à la cyclogenèse et d'un épisode El Niño particulièrement marqué, la saison cyclonique 1982-1983 est, à l'échelle de ces dernières décennies, celle qui a vu se développer le plus grand nombre de cyclones en Polynésie. Sur les huit dépressions tropicales identifiées durant cette saison, cinq ont atteint le stade de cyclone (Laurent et Varney, 2010). Outre les dépressions tropicales Lisa (du 10 au 16 décembre 1982), Prema (du 25 février au 2 mars 1983) et Saba (du 19 au 24 mars 1983), les cyclones Nano (du 22 au 26 janvier 1983), Orama (du 20 au 28 février 1983), Reva (du 7 au 16 mars 1983), Veena (du 7 au 14 avril 1983) et William (du 15 au 23 avril 1983) ont touché près de 90 % des îles polynésiennes (Laurent et Varney, 2010).

Ici, nous nous intéresserons particulièrement au cyclone tropical Orama, qui en plus d'avoir évolué à proximité des atolls du nord-ouest des Tuamotu étudiés ici, est le plus puissant à avoir touché la Polynésie à l'échelle des dernières décennies.

Le cyclone Orama est né d'une dépression tropicale transitant à environ 20 km/h au nord des îles Marquises (14 février 1983) où la température des eaux océaniques présentait une anomalie positive de +4 °C par rapport à la normale. Cette anomalie est notamment liée à un épisode El Niño particulièrement intense lors de la saison 1982-1983. C'est le 22 février 1983 que Orama est nommé par le Service météorologique de Polynésie française (Laurent et Varney, 2010). Après s'être inscrite dans une trajectoire nord-est/sud-ouest, la dépression a changé de direction

(ouest/est) et - après avoir atteint le nord-ouest de Tuamotu le 17 février 1983 - est passée une première fois au sud des atolls de Ahe, Manihi, Takapoto et Takaroa. La dépression a de nouveau engagé un demi-tour avant de s'inscrire dans une longue trajectoire rectiligne nord-est/sud-ouest, lors de laquelle elle est passée (vitesse de déplacement de 10 km/h) à une vingtaine de kilomètres des côtes est de Takaroa et Takapoto et à environ 70 kilomètres au sud de Manihi et de Ahe, au large desquels elle a atteint le stade de cyclone tropical le 22 février 1983 (Figure 25) (Laurent et Varney, 2010). Lors de son passage au large de Takapoto, la pression atmosphérique au centre du système était de 975 hPa. Plus tard, après que le système s'est engagé dans une trajectoire nord-nord-ouest/sud-sud-est à une vitesse de 7 km/h, cette pression s'est creusée jusqu'à 898 hPa et les vents générés par Orama ont atteint 228 km/h. Au-delà des paramètres atmosphériques, le cyclone Orama a généré des houles de 6 m dans le lagon de Aratika et de 12 m au large d'Anaa. La station météorologique de l'atoll de Takaroa relève des houles de 7 m se propageant vers le nord et le nord-ouest (Laurent et Varney, 2010).

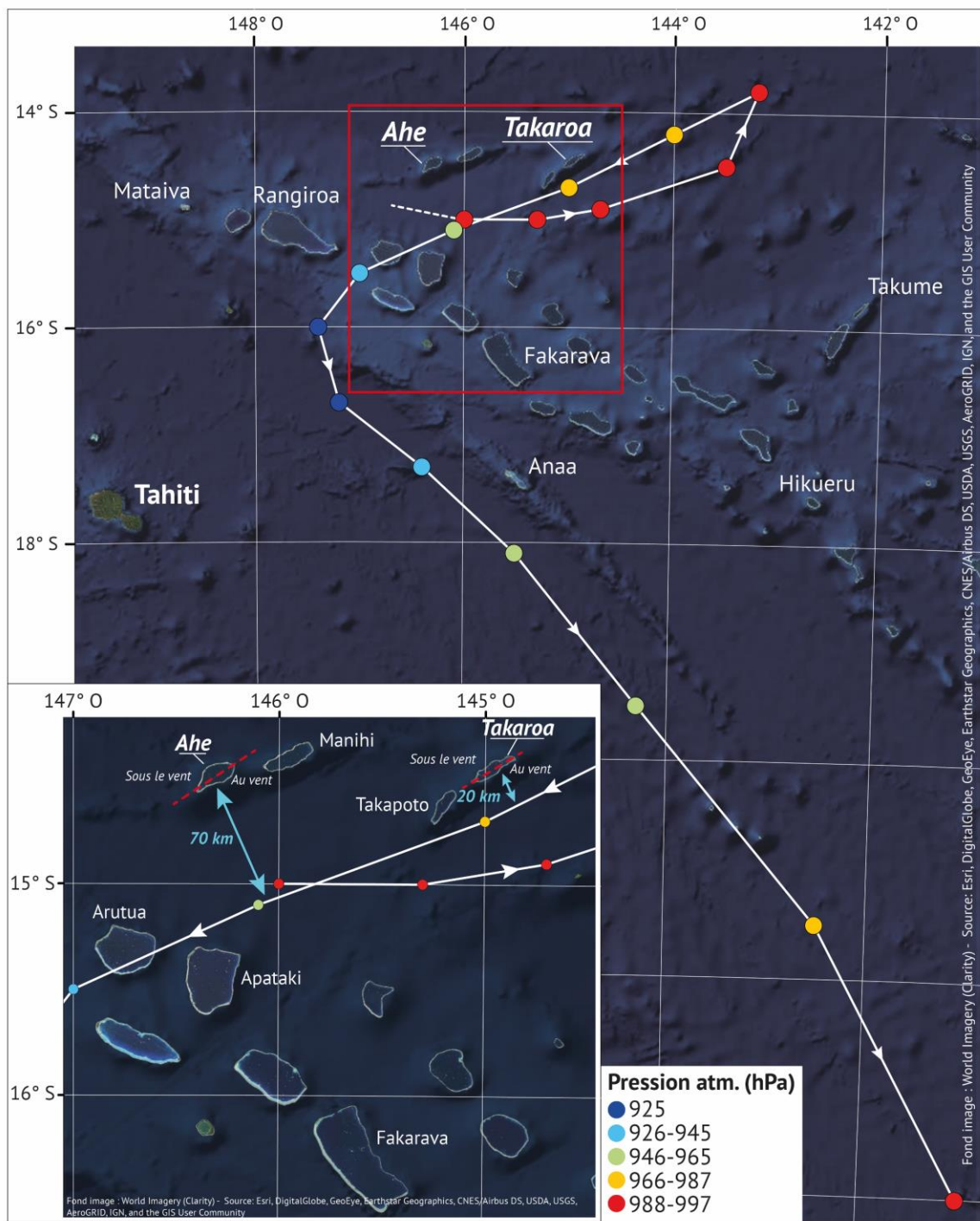


Figure 25 – Trajectoire du système cyclonique Orama qui a évolué en Polynésie du 20 au 28 février 1983. Orama passe à deux reprises au large des côtes est des atolls de Ahe et de Takaroa. Réalisation : V.Pillet.

2. Principales caractéristiques anthropiques

2.1. Faible densité de population, inégale répartition des habitants et croissance démographique

La Polynésie française a de particulier qu'elle s'étend sur un espace vaste comme l'Europe et qu'elle est composée d'une multiplicité d'îles réparties dans différents archipels, accentuant davantage encore l'insularité de ce territoire. Cette spécificité géographique implique que la densité moyenne de la population y est faible. L'immense majorité de la population (88 %) se concentre dans l'archipel de la Société, attestant d'une macrocéphalie territoriale importante à l'échelle de la Polynésie (notamment liée à l'île de Tahiti, puisque deux tiers des polynésiens y habitent). Depuis les années 1980, la démographie polynésienne est marquée par une croissance constante (Figure 26 A, B et C), bien qu'une inflexion se dessine dans tous les archipels depuis 2007 (Figure 26 A). Entre 1983 et 2012, la population totale a connu une croissance significative, puisqu'elle est passée d'environ 168 000 habitants à près de 269 000 habitants, soit une progression de plus de 60 % en trois décennies (Figure 26 A, C). Si l'on se concentre sur la courbe de l'évolution démographique de l'archipel des Tuamotu-Gambier (Figure 26A), on note que les rythmes de croissance de la population montrent des variations marquées selon les périodes considérées. Effectivement, entre 1983 et 1988, le nombre total d'habitants a augmenté de +5 % (+581 personnes, soit +116 hab./an), tandis que la période suivante (1988-1996) est marquée par une nette accélération de la croissance démographique : en seulement huit années, le nombre d'habitants a progressé de +24 %, passant de 12 374 à 15 370 (près de 3000 personnes supplémentaires, soit +375 hab./an). Durant les années suivantes, les taux de croissance démographique ont été nettement inférieurs : +3 % de 1996 à 2002 (+476 personnes, soit +79 hab./an) et +7 % de 2002 à 2007 (+1050 personnes, soit +150 hab./an), jusqu'à ce que la courbe infléchisse sa tendance à partir de 2007 (-0,4 % entre 2007 et 2012, soit -65 habitants) (Figure 26 A et B).

Dans l'archipel des Tuamotu, plus que partout ailleurs en Polynésie française, ces variations marquées de la dynamique démographique peuvent être rapprochées de la conjoncture économique. Cet archipel a été le lieu privilégié du commencement de la perliculture dès les années 1960 et de son essor fulgurant à partir des années 1990. Bien que l'agriculture reste l'un des principaux secteurs économiques avec la culture du coprah, la perliculture a de propre qu'elle a la capacité, parce qu'elle constitue l'une des activités les plus lucratives du territoire¹⁰, de générer des flux migratoires considérables. Cependant, à l'échelle de l'archipel, tous les atolls n'ont pas bénéficié équitablement de ces flux. Dans ce chapitre, nous nous intéressons aux atolls de Ahe, Takaroa et Manihi, où la perliculture a attiré nombre de travailleurs et a indirectement (croissance démographique, pression foncière et environnementale grandissante) et directement (aménagement côtiers pour les besoins de l'activité) engendré une augmentation significative de la pression anthropique sur le milieu et une forte artificialisation des côtes des îles coralliennes.

¹⁰ Deuxième ressource propre Rapport d'activité 2017 de la Polynésie française, Institut d'Émission d'Outre-Mer.

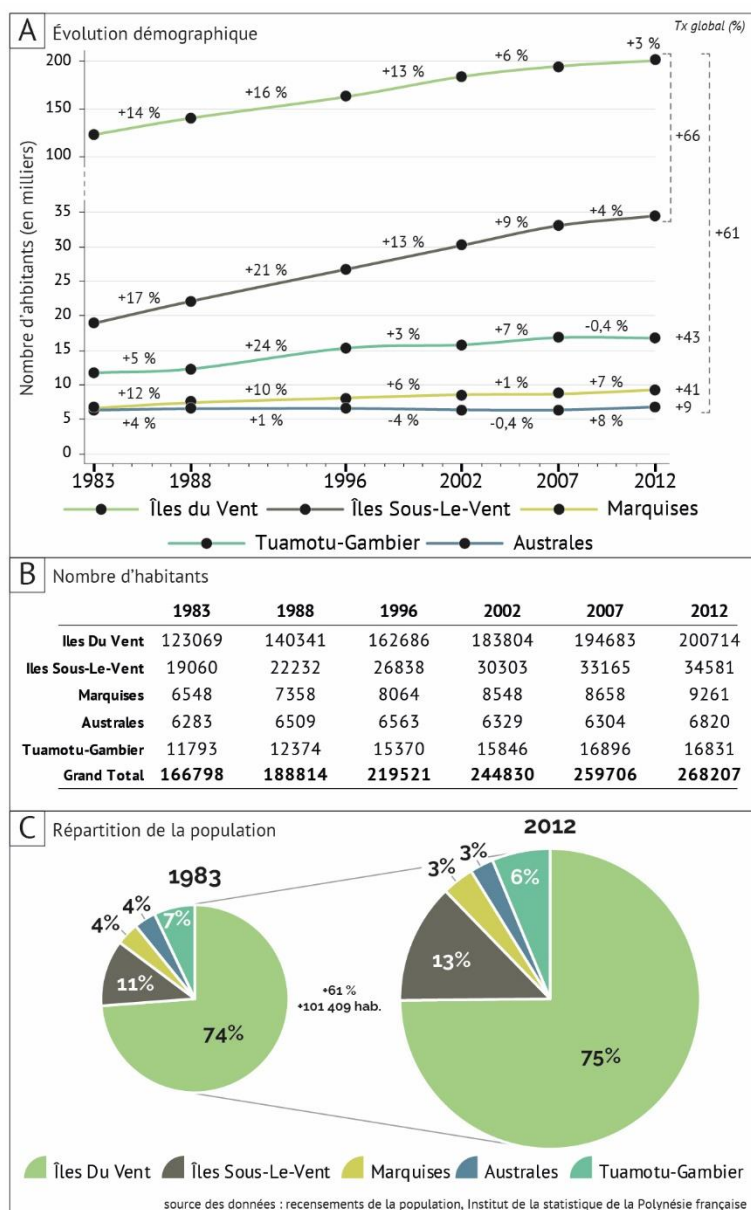


Figure 26 – Évolution démographique en Polynésie française depuis 1983. (A) Courbes et taux d'évolution démographique par archipel et par période. Tous les archipels ont connu une croissance de leur population sur les trois dernières décennies. (B) Nombre d'habitants par archipel aux dates des recensements réalisés par l'Institut de la Statistique de Polynésie française entre 1983 et 2012. (C) Répartition de la population dans les archipels polynésiens en 1983 et 2012. Sur cette période, la population a augmenté de +61 % (100 000 hab.) (cette croissance est symbolisée par la différence de taille des deux cercles).

2.2. Une croissance démographique supérieure à la tendance globale dans les atolls perliers

Dans l'ensemble de la Polynésie, la population a progressé de manière constante et régulière sur les trois dernières décennies. Cependant, dans les atolls où l'essor de la perliculture a été fulgurant, la dynamique démographique est, notamment en termes de rythmes d'évolution, nettement supérieure à la moyenne globale pour une même période.

Dès les débuts de la perle en Polynésie, l'archipel des Tuamotu a été un territoire privilégié pour cette activité. Aujourd'hui encore, il concentre une large part des fermes perlières polynésiennes. Selon l'ISPF¹¹, l'archipel regroupait 77 % de la surface exploitée en 2016 (soit 6000 hectares répartis en 437 concessions maritimes). Assurément, certains atolls ont davantage bénéficié que d'autres de l'essor de cette activité, qui se concentre désormais dans le nord-ouest de l'archipel. Parmi les atolls où la perliculture a joué un rôle central durant les dernières décennies, trois - Ahe, Takarua et Manihi - constituent des exemples représentatifs des fluctuations démographiques et des modalités d'anthropisation des îles.

Takarua est vraisemblablement l'atoll marqué par la dynamique démographique la plus rapide. Si l'on considère la totalité de la période couverte par les recensements (1983-2012, selon les statistiques disponibles, ISPF), la population a progressé de +444 %, passant de 162 habitants en 1983 à 882 en 2012 (Figure 27 A et B). Plus marquant encore, sur la période de développement de la perliculture (1983-2007), le nombre d'habitants a augmenté de près de +582 % (+942 habitants, population totale multipliée par 7 en 24 ans) jusqu'à atteindre un maximum de 1104 habitants au paroxysme de l'activité (2007) (Figure 27 A et B). Sur Ahe et Manihi, la croissance de la population, bien que moins forte, a été significative. Entre 1983 et 2012, elle a atteint +289 % et +119 %, soit +410 et +372 habitants, respectivement (Figure 27 A et B).

Ces tendances globales, données pour la période 1983-2012, masquent des fluctuations d'amplitude variable entre les inter-périodes. Sur les périodes 1983-1988, 1988-1996, 1966-2002 et 2002-2007, la population des trois atolls étudiés a constamment augmenté (Figure 27 A et B) ; à l'inverse, entre 2007 et 2012, le nombre d'habitants a diminué sur ces trois atolls. Sur la période 1983-1988, alors que la perliculture n'en était qu'à ses débuts, la dynamique démographique montrait déjà des signes de croissance. Sur Ahe, la population a progressé de +14 % (+20 habitants), et sur Manihi de +37 % (+116 habitants). Exception sur cette période, l'atoll de Takarua a vu sa population augmenter de +144 % (+234 habitants) (Figure 27 A et B). Sur les deux périodes suivantes, l'activité perlicole a favorisé les migrations économiques : les trois atolls ont connu une progression significative de leur nombre d'habitants (Figure 27 A et B), et avec elle, des pressions environnementales qu'une telle concentration d'hommes et d'activités fait peser sur des espaces aussi exigus. Entre 1988 et 2002, période d'essor de la perliculture dans les Tuamotu, les atolls de Ahe, Takarua et Manihi ont vu leur population croître de +175 %, +150 % et +84 %, respectivement.

¹¹ ISPF, Bilan de la perle en 2016

respectivement. Sur cette période de 14 ans, le nombre d'habitants a ainsi été multiplié par 1,8 à Manihi, par 2,5 à Takaroa et par 2,75 à Ahe.

Pour répondre à cet afflux massif d'habitants, aux besoins intrinsèques à l'activité perlicole en termes d'infrastructures et au peu d'espace disponible, l'homme a eu progressivement recours à différentes techniques (défrichement de la végétation indigène, dragage, remblaiement et artificialisation du trait de côte) dont les conséquences sur l'évolution de la surface et de la position du trait de côte des îles concernées sont étudiées dans le cadre de ces travaux.

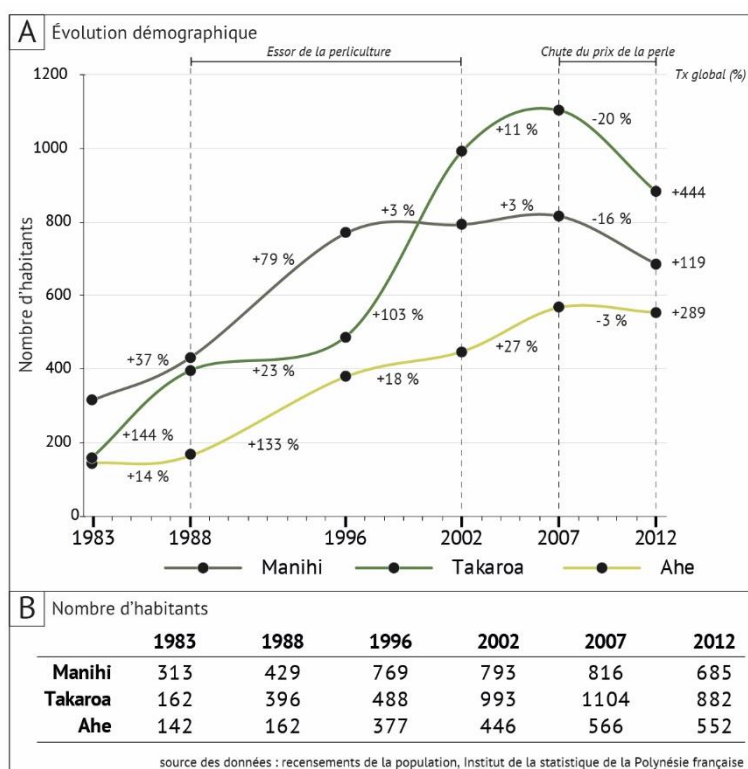


Figure 27 – Évolution démographique sur les atolls de Manihi, Takaroa et Ahe (archipel des Tuamotu) entre 1983 et 2012. (A) Courbes et taux d'évolution démographique par atoll et par période. La population de ces trois atolls a connu, lors de la phase d'essor de la perliculture (1988-2002), un taux de croissance significatif, atteignant par exemple +133 % sur l'atoll de Ahe entre 1988 et 1996. (B) Nombre d'habitants par atolls aux dates des recensements réalisés par l'Institut de la Statistique de Polynésie française entre 1983 et 2012

2.3. Des courbes démographiques fluctuant avec l'activité perlicole

Dans la perspective d'appréhender les modalités d'anthropisation (rythme, intensité, nature) des îles coralliennes, il est nécessaire de capturer les raisons des flux migratoires importants générés, sur des périodes courtes, par la perliculture.

Indicateur de l'état de santé de la perle, les quantités de perles brutes exportées¹², présentées dans la Figure 28, nous donnent des pistes pour expliquer les fluctuations détectées dans les courbes démographiques. Sur la période antérieure à 1990, les quantités de perles brutes exportées sont faibles (600 kg au maximum en 1989) et peinent à croître (Figure 28), malgré le fait que la perliculture soit implantée depuis plusieurs décennies dans l'archipel (première ferme perlière polynésienne en 1966 sur l'atoll de Manihi). Ce n'est qu'à partir de 1990 que ce secteur d'activité a connu une croissance exponentielle et continue, jusqu'à son apogée au début des années 2000. Des mesures prises par le gouvernement polynésien ont largement initié cet essor et favorisé une croissance rapide et continue de ce secteur : en 1990, il a facilité les démarches d'occupation du Domaine Public Maritime (DPM) tout en accordant des aides financières et logistiques aux producteurs ; puis, en 1991, le Centre des Métiers de la Nacre, ayant pour vocation de former des greffeurs, a été implanté sur l'atoll de Rangiroa. Ces deux mesures, associées à une progression rapide et continue du prix du gramme de perle brute, ont soutenu l'accroissement exponentiel des quantités de perles brutes produites puis exportées. Sur la période 1990-2000, les exportations ont progressé de manière constante et significative, avec un taux de croissance de +2034 % ; autrement dit, à l'échelle de la Polynésie française s'est exporté en 2000 près de 22 fois plus de perles qu'en 1990 (Figure 28 ; IEOM, 2017).

Or, cette progression du secteur perlier a eu une double conséquence pour les atolls concernés. D'abord, elle a canalisé un grand nombre de travailleurs pour répondre aux besoins de main-d'œuvre, se traduisant par une croissance rapide de la population (Figure 27 A et B). Ensuite, afin d'augmenter la production de perles, il a été nécessaire de multiplier le nombre de fermes – ces dernières se situant tant sur l'eau (lignes de captage) que sur terre (infrastructures de greffes, ports, habitations). Ainsi, les infrastructures de production ont parfois été industrialisées, jusqu'à modifier intégralement la morphologie côtière des îles sur lesquelles ces fermes sont implantées. L'augmentation significative du nombre d'habitants associée à une multiplication des infrastructures a accru les pressions environnementales, du moins dans les secteurs où se concentre la population.

À partir des années 2000, le prix du gramme de la perle a connu une décote progressive, induisant une double réponse du secteur : dans un premier temps, le volume de perles exportées a progressivement diminué jusqu'en 2006 (-36 % sur la période 2000-2006) puis dans un second temps afin de compenser cette dégradation, les producteurs ont accru leur production au détriment de la qualité des perles. Entre 2006 et 2010, le tonnage de perles brutes exportées a

¹² Sources des données : ISPF, Service des douanes.

augmenté de +115 %, portant le tonnage total exporté à plus de 16 tonnes en 2010, soit 4,30 tonnes de perles brutes¹³ de plus qu'en 2006 (IEOM, 2017).

La dynamique démographique suit, avec une certaine latence, l'état de santé du secteur perlier. Alors qu'entre 2002 et 2007 le nombre d'habitants a continué de progresser dans des proportions moindres que sur la période 1988-2002 (Figure 27 A et B), la courbe démographique a été marquée par une inflexion entre 2007 et 2012, qui s'est traduite par une baisse du nombre d'habitants sur les trois atolls étudiés ici (Figure 27 A et B).

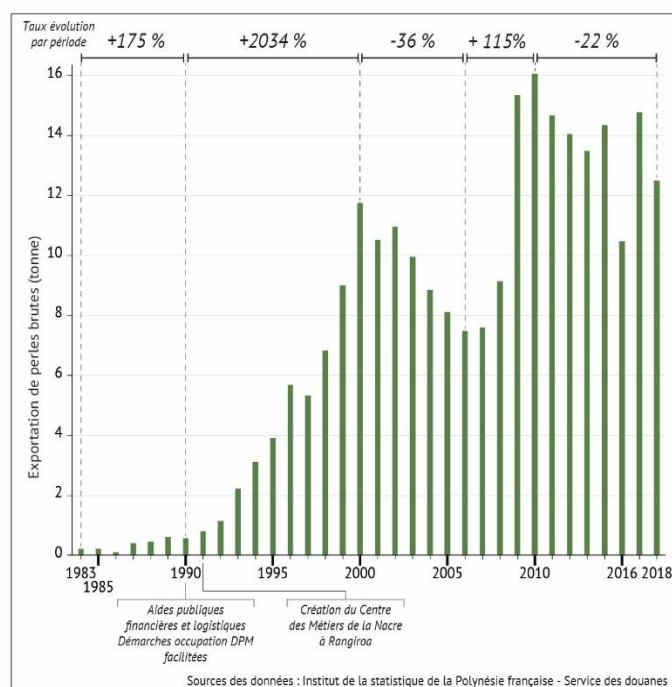


Figure 28 – Exportation de perles brutes en tonnes par années entre 1983 et 2018 en Polynésie française et taux d'évolution des exports par période. Entre 1990 et 2000, la quantité de perles brutes produites puis exportées a connu un essor considérable.

¹³ Perles brutes : perles non transformées

Chapitre 4 | Les îles hautes de l'Arc des Petites Antilles : Saint-Martin et Saint- Barthélemy (Océan Atlantique et mer des Caraïbes)

Introduction

Situé à l'est de la mer des Caraïbes et à la bordure occidentale de l'océan Atlantique, l'archipel des Petites Antilles s'étend sur 850 km du nord au sud, depuis les Grandes Antilles et l'île de Puerto Rico jusqu'aux côtes septentrionales du Venezuela (Figure 29 A et B), et est disposé en arc, dont la convexité tournée vers l'est atteint un rayon de courbure d'environ 450 km (Germa, 2008).

Composé d'une vingtaine d'îles principales et d'une multitude d'îlots, cet archipel se subdivise en deux sous-ensembles géographiques, communément appelés Îles du Vent et Îles Sous-le-Vent. Il est opportun de noter qu'il existe une différence majeure dans le découpage géographique de cet archipel en fonction de la langue considérée. Généralement, et dans la langue française, l'archipel des Petites Antilles se divise comme suit : le groupe des Îles du Vent d'une part, qui trouve ses limites septentrionales avec l'île de Sombrero (rattachée administrativement à Anguilla) et méridionales avec les îles de Trinidad-et-Tobago (Figure 29 A), et les Îles Sous-le-Vent d'autre part, qui s'étendent entre l'île d'Aruba à l'ouest et l'île de Los Testigos à l'est (au nord des côtes vénézuéliennes) (Figure 29 A). Cependant, le découpage tel qu'il est admis dans la langue anglaise est tout à fait différent. Ainsi, on trouvera les *Leeward Islands* (trad. : Îles Sous-le-Vent) dans la partie nord de l'Arc d'une part, qui s'étendent des Îles Vierges espagnoles (au nord) jusqu'à La Guadeloupe (au sud) ; et les *Windward Islands* (trad. : Îles au Vent) d'autre part, allant de La Dominique jusqu'à Trinidad-et-Tobago. Aussi, les îles Sous-le-Vent, telles que définies précédemment (d'Aruba à Los Testigos), seront appelées *Leeward Antilles* en anglais (trad. : Antilles Sous-le-Vent). Par conséquent, les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, qui constituent nos terrains d'étude, se situent dans les Îles du Vent (région des *Leeward Islands*, en anglais) (Figure 29 A).

Saint-Martin¹⁴ et Saint-Barthélemy, îles voisines, sont toutes deux situées dans le nord de l'Arc des Petites Antilles (Îles du Vent) (Figure 29 B). La loi organique n° 2007-223 portant dispositions statutaires et institutionnelles relatives à l'outre-mer, confère à la partie française de Saint-Martin (qui représente 54 km² de cette île binationale partagée avec les Pays-Bas, où la partie néerlandaise – Sint-Maarten – occupe 36 km² (Duvat, 2008b) et à l'île de Saint-Barthélemy le statut de Collectivité d'Outre-Mer (COM). L'histoire géopolitique récente de ces îles révèle qu'avant de prendre le statut de COM, elles avaient d'abord été rattachées à la Guadeloupe (en 1816) (Duvat, 2008b), avant d'en devenir, par la loi dite de départementalisation (n° 46-451 du 19 mars 1946) érigeant la Guadeloupe en département français, deux communes.

Saint-Martin et Saint-Barthélemy s'opposent aux atolls par leurs caractéristiques géologiques (formations volcaniques d'une part, coralliennes de l'autre) et géomorphologiques (Îles hautes pour les premières, îles basses pour les secondes) générales ; mais il serait simpliste de considérer que tout les distingue. Les îles hautes de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy présentent en

¹⁴ Dans ce chapitre, lorsque nous parlerons de Saint-Martin, nous considérerons l'île dans sa globalité, comme entité géomorphologique unique. Parce que cette île constitue un ensemble géomorphologique et géologique cohérent, nous ne tiendrons pas compte ici et pour le moment du découpage politique et de sa binationalité.

réalité des similitudes avec les îles coralliennes d'atolls du Pacifique, notamment en termes de vulnérabilité engendrée par le cumul d'une multitude de facteurs de risque (physiques et humains).

En effet, à l'image des atolls polynésiens, ces petites îles tropicales de l'Arc Antillais présentent des espaces aménageables restreints et finis qui, compte tenu du relief marqué des îles, se répartissent essentiellement le long des zones côtières ; ces dernières se limitent aux plaines littorales et aux cordons sableux, qui ne s'élèvent que de quelques mètres au-dessus du niveau de la mer (Duvat, 2008b ; Duvat et al., 2018 ; Pillet et al., 2019). Aussi, les caractéristiques géomorphologiques des zones côtières et la récurrence des systèmes cycloniques font que ces espaces sont très exposés aux aléas météo-marins extrêmes, comme l'ont prouvé par le passé les cyclones tropicaux qui ont touché Saint-Martin et Saint-Barthélemy, dont Luis (Cat. 4, 1995) et Lenny (Cat. 4, 1999) et, plus récemment, Irma (Cat. 5, 2017). Enfin, les zones côtières de ces îles sont caractérisées par de fortes perturbations anthropiques, dues à une littoralisation croissante des hommes et des activités au cours des dernières décennies et au développement rapide du secteur touristique.

Dans ce chapitre, nous présentons d'abord les grandes caractéristiques géomorphologiques de ces îles avant décrire le contexte anthropique, ce qui nous permet finalement de mettre en lumière que les systèmes sédimentaires côtiers de ces îles sont non seulement sensibles du fait de leurs caractéristiques géomorphologiques, mais qu'ils sont également très anthropisés.

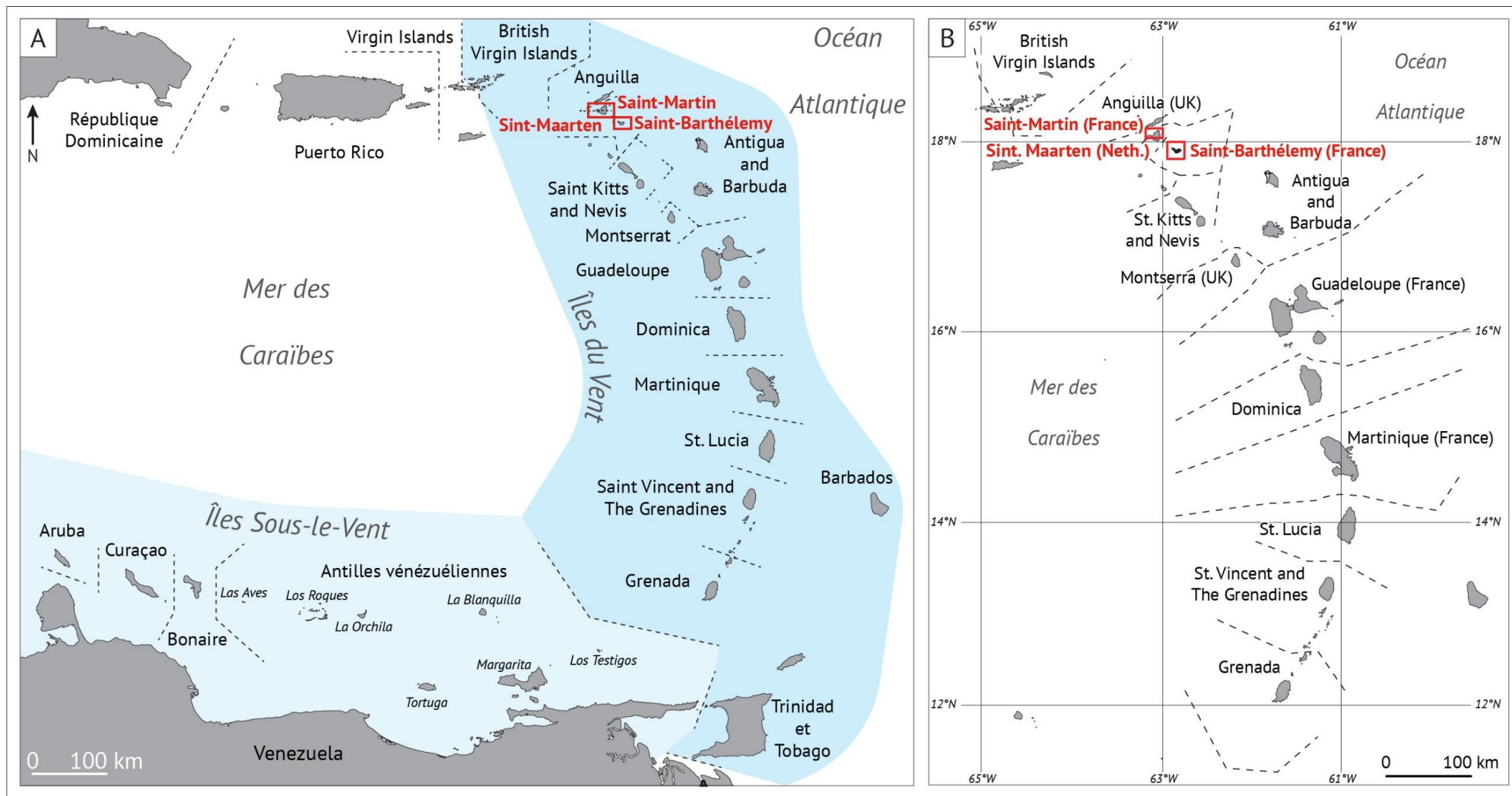


Figure 29 – Carte de l'archipel des Petites Antilles. (A) Ce dernier est situé à la rencontre de l'océan Atlantique et de la mer des Caraïbes et se subdivise en deux sous-ensembles géographiques que sont les Îles du Vent (qui s'étendent des British Virgin Islands au nord, jusqu'à Trinidad-et-Tobago, au sud) et les Îles Sous-le-Vent (qui s'étendent d'Aruba à l'ouest à Los Testigos, à l'est). (B) L'île binationale de Saint-Martin et l'île de Saint-Barthélemy, Collectivités d'outre-mer, se situent au nord des Îles du Vent. Réalisation : V.Pillet.

1. Principales caractéristiques physiques

1.1. Géologie et géomorphologie

1.1.1. Brève histoire géologique de la région de l'arc des Petites Antilles et des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy

Selon Andreieff et al. (1979), la plaque Caraïbe est soumise à un « contexte géotectonique [...] complexe [puisqu'elle se situe] au carrefour des océans Atlantique et Pacifique et des [aires continentales] d'Amérique du Nord et [...] du Sud ». De part et d'autre, la plaque caraïbe est bordée par deux subductions actives (Bès de Berc et al., 2008) : à l'ouest, la subduction de la croûte océanique pacifique sous la plaque caraïbe ; à l'est celle de la plaque océanique Atlantique. Situé à la confluence des plaques atlantique et caraïbe, l'arc des Petites Antilles tire son origine de leur affrontement. Selon la dynamique tectonique régionale, l'arc des Petites Antilles est l'expression de la subduction de la croûte océanique atlantique sous la plaque caraïbe (Andreieff et al., 1979; Germa, 2008) dans une direction sud-ouest (à une vitesse de 2 cm par an) (Bès de Berc et al., 2008). L'arc des Petites Antilles, qui s'étire sur 850 km du nord au sud, est en réalité composé dans sa partie nord - de la Dominique à Anegada - de deux arcs distincts. L'arc externe (le plus à l'est) est le plus ancien et a connu une activité volcanique de l'Éocène au Miocène ; l'autre, interne (le plus à l'ouest), est actif depuis le Miocène supérieur (Bès de Berc et al., 2008). Bien que l'activité volcanique ait été significative dans la région et ait contribué à la formation de l'arc insulaire, certaines îles de l'arc externe sont tout ou partie recouvertes de formations carbonatées (Andreieff et al., 1979) : on parlera dans ce cas des Antilles calcaires, desquelles font partie Saint-Martin et Saint-Barthélemy. Toutes deux situées dans le nord de l'archipel (Figure 29), Saint-Martin et Saint-Barthélemy s'élèvent depuis le plateau sous-marin du banc d'Anguilla (Fielding, 2017).

L'île de Saint-Martin (18°04' N et 63°03' O) est de taille moyenne pour la région (93 km²) et de forme quasi triangulaire. Dans son grand axe (ouest-est), Saint-Martin s'étire sur près de 15 km tandis qu'elle atteint 13 km dans son petit axe (nord-sud) (Figure 30). Le paysage de cette île est caractérisé par une topographie irrégulière, dont les dévers sont localement très marqués et où l'on peut observer de hautes collines - appelées mornes - dont la plus élevée culmine à 424 m (Pic Paradis, Figure 30 et Figure 32 A). On retrouve à Saint-Martin quatre formations géologiques dominantes (Andreieff et al., 1988 ; Duvat et al., 2018) d'âge et de composition différents. La première est une formation sédimentaire datée de l'Eocène (53-34 MA) constituée de roches calcaires (Pointe Blanche). C'est de cette formation que l'île tient son point culminant (Pic Paradis). L'affleurement de cette formation sur les côtes de l'île explique la présence de falaises rocheuses abruptes au nord, à l'est et au sud. Un second ensemble constitué de roches intrusives (diorite, andésites et basaltes, notamment) datées de l'Oligocène (34-23 MA) forme les falaises des côtes est, sud et sud-ouest. La troisième formation sédimentaire, datée de l'Oligo-Miocène (25 MA), forme la péninsule des Terres-Basses, situées dans l'ouest de l'île. Enfin, la dernière formation consiste essentiellement en des dépôts littoraux issus de la sédimentation de matériel d'origine marine et alluviale. Datée du Quaternaire, cette dernière explique la présence des plages et des cordons sableux qui viennent régulariser les côtes (Figure 32 B), et dont le tombolo double formant le secteur des Terres-Basses et s'appuyant sur des formations d'origine volcanique ou sur

des calcaires subhorizontaux (Battistini et Hirschberger, 1994) (Figure 30 et Figure 32 A) constitue un bel exemple. S'opposant à ce paysage de collines, quatre plaines principales entaillent le relief de l'île. Elles ont été identifiées et décrites par Battistini et Hirschberger (1994). Au nord, une vaste dépression topographique échancre l'île d'ouest en est, entre Grand Case et la Baie Orientale ; à l'est, on retrouve une plaine nommée « Belle plaine » où a été implanté le quartier d'Orléans ; au sud, en partie hollandaise, s'étend la plaine de Philipsburg et à l'ouest, la plaine de Marigot (Figure 30).

Saint-Barthélemy (17°53' N et 62°49' O) est une île de petite taille (21 km²) en forme de croissant ; elle s'étire sur 13 km dans son grand axe (ouest-est) et sur environ 3 km dans son petit axe (nord-sud) (Figure 31). À l'image de Saint-Martin, le paysage de Saint-Barthélemy présente une topographie prononcée (Figure 32C) où se succèdent trois zones montagneuses (point culminant au Morne de Vitet, 286 m ; Figure 31), séparées par deux dépressions topographiques principales dans lesquelles s'épanouissent des vallées formant des plaines côtières vers (Fielding, 2017 ; Pillet et al., 2019). Le long des côtes de l'île, des falaises rocheuses vives alternent avec des côtes sableuses meubles, que l'on retrouve généralement dans les baies (Figure 32 D) (Caron, 2011 ; Fielding, 2017). Le substratum de l'île de Saint-Barthélemy est composé de formations volcaniques anciennes recouvertes de dépôts calcaires (Fielding, 2017). L'île est principalement formée de minces couches de calcaires datées de l'Éocène entre lesquelles s'intercalent d'épais gisements d'hyaloclastites (roche volcanique projetée par une éruption puis brutalement refroidie et solidifiée au contact de l'eau) et des interlits d'andésites et de basaltes, où se sont immiscées des intrusions de diorites datées de l'Oligocène (Caron, 2012 ; Christman, 1953 ; Westercamp et Andreieff, 1983).

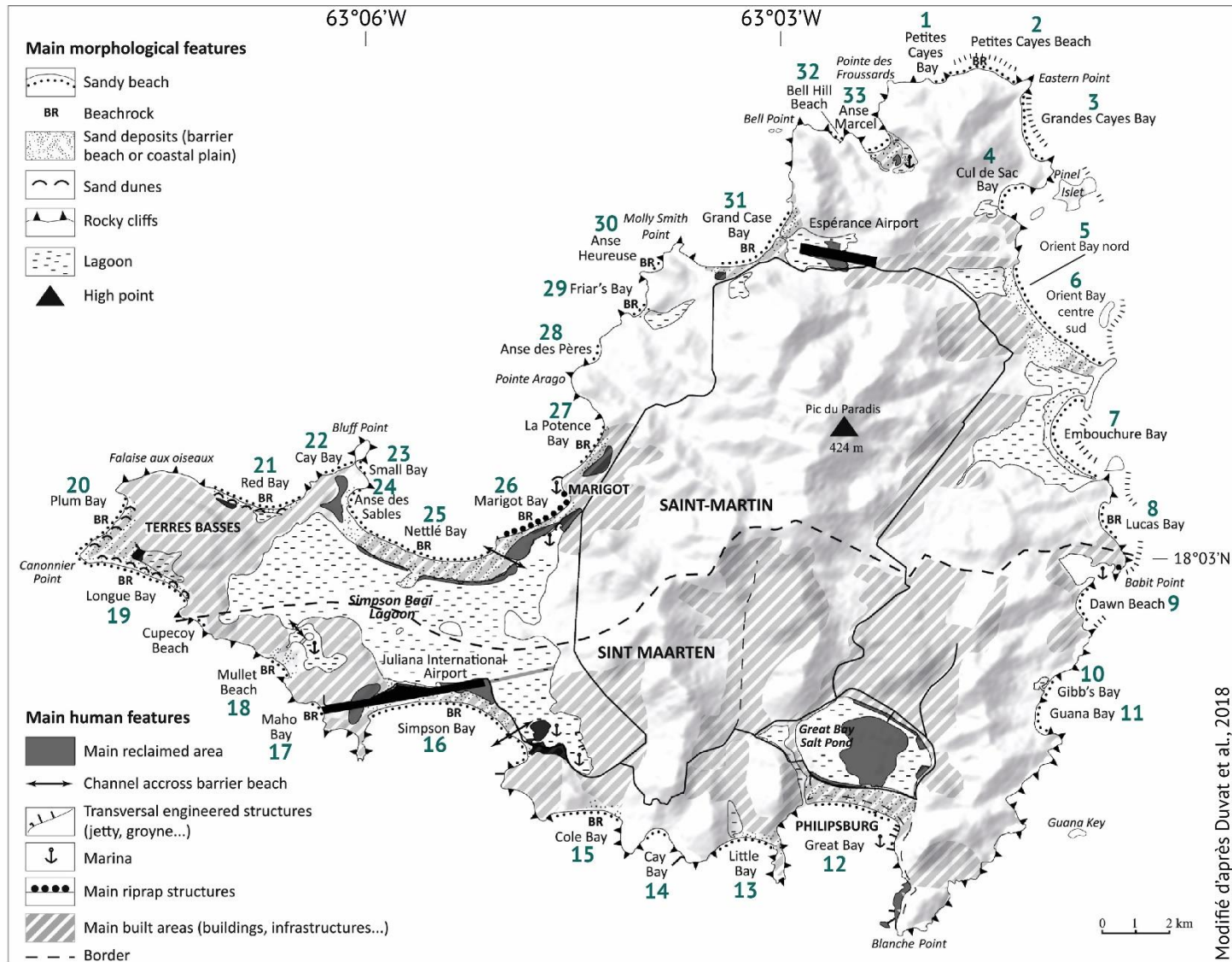


Figure 30 – Île de Saint-Martin. Carte des principaux éléments morphologiques et des caractéristiques anthropiques de l'île de Saint-Martin (modifiée d'après Duvat et al., 2018).

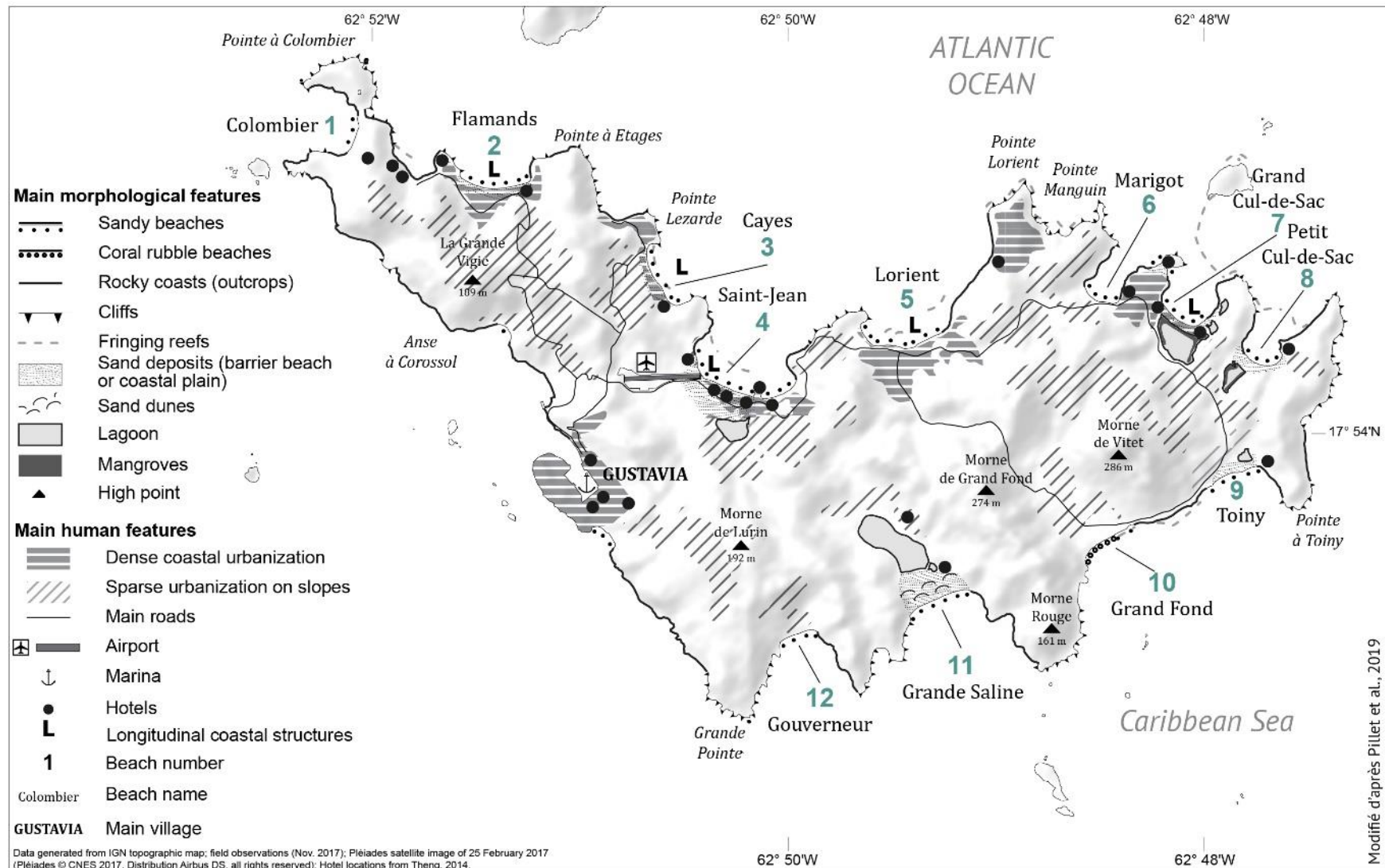


Figure 31 – Île de Saint-Barthélemy. Carte des principaux éléments morphologiques et des caractéristiques anthropiques de l'île de Saint-Barthélemy (modifiée d'après Pillet et al., 2019).

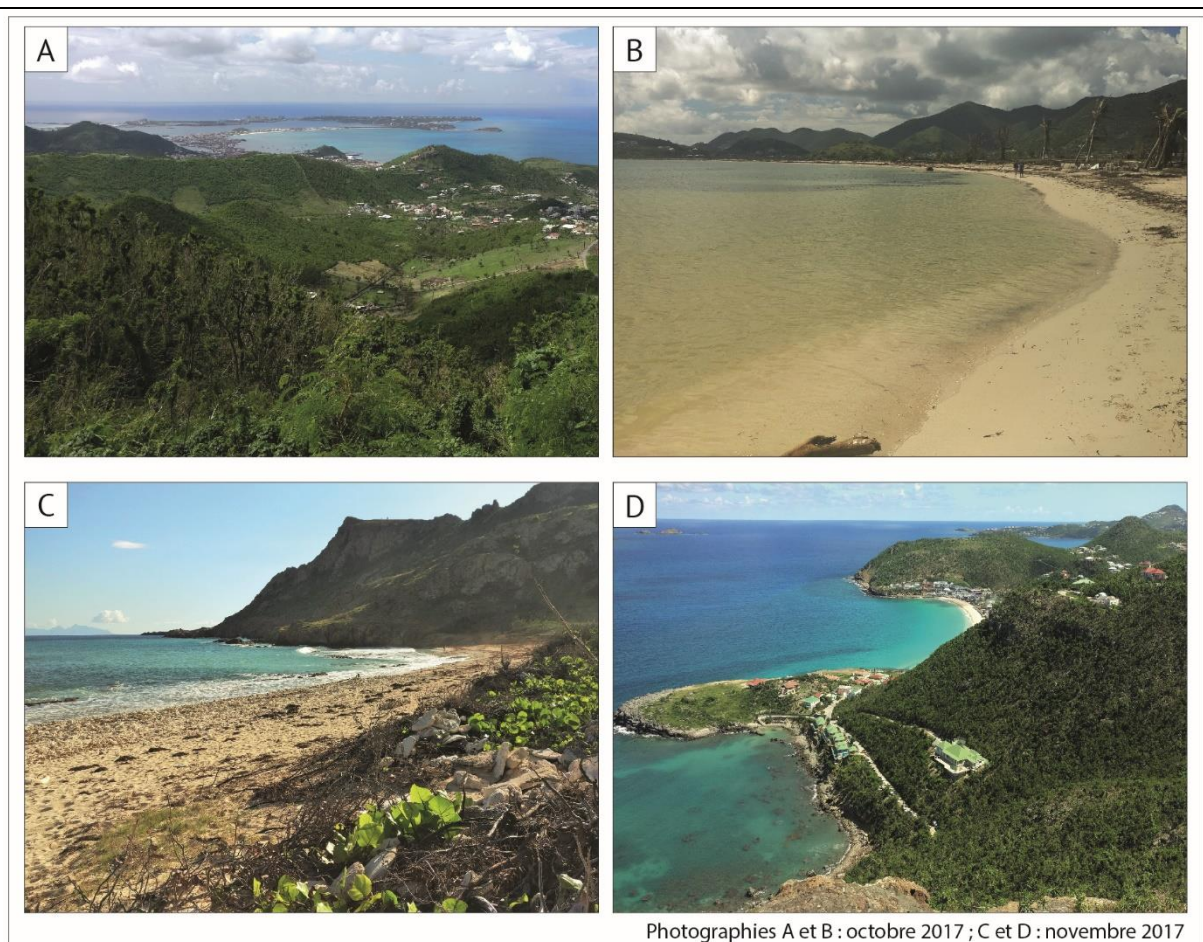


Figure 32 – Grandes structures paysagères des îles hautes de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. (A) Vue depuis le point culminant de Saint-Martin (Pic Paradis, 424 m). Au-devant, le paysage de collines formées par l'intrusion d'andésite durant l'Oligocène plonge vers l'océan en plaines littorales (ici, la plaine de Marigot). Au fond, le secteur des Terres-Basses et le tombolo double : au premier plan, le cordon de la Baie Nettlé, au second plan, Simpson Bay. (B) Paysage de côte basse que l'on retrouve sur les littoraux des deux îles ; au premier plan, la face externe du cordon sableux de la baie de l'Embouchure. (C) À Saint-Barthélemy on retrouve également ce paysage caractéristique qui oppose reliefs qui se terminent vers l'océan par des falaises vives et côtes sédimentaires basses. Au premier plan, la plage adossée de Grand Fond composée de sable et de débris coralliens. (D) Les côtes sont caractérisées par la succession de falaises rocheuses escarpées et de plages qui se développent dans le fond des baies ; ici, un bel exemple de ce paysage littoral typique (Petite Anse au premier plan, la baie des Flamands au centre à laquelle succède la pointe à Étages (Saint-Barthélemy).

1.1.2. Écosystèmes marins côtiers

À l'échelle des Antilles françaises, on rencontre trois types de formations coralliennes, au rang desquelles : des récifs frangeants, des récifs-barrières (séparés des côtes par un lagon) et des fonds coralliens (Bouchon et al., 2008). Bien que l'on trouve sur les îles des Antilles françaises une grande diversité de formations coralliennes, les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy font office d'exceptions, puisque les formations récifales n'y sont que peu développées (Bouchon et al., 2008). Excroissances émergées du banc d'Anguilla, les deux îles s'élèvent depuis une plateforme sous-marine recouverte d'épandages sédimentaires dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à quelques mètres (Bouchon et al., 2008). Alors que ces épandages sableux constituent un atout indéniable pour les systèmes sédimentaires côtiers, notamment en

favorisant leur capacité de résilience (Duvat, 2008b), ils constituent – par leur grande mobilité – un frein majeur au développement des formations coralliennes, puisqu'ils recouvrent ponctuellement les affleurements rocheux favorables à l'ancrage de colonies coralliennes (Bouchon et al., 2008). De plus, les événements météo-marins de forte intensité (comme les cyclones et les houles qu'ils engendrent) ont une récurrence telle dans cette région qu'ils seraient un des facteurs limitants du développement des formations récifales (Bouchon et al., 2008). De fait, leur action indubitablement destructrice (directe, par destruction mécanique ou indirecte du fait d'un remaniement des épandages sableux) restreint considérablement l'extension spatiale des formations coralliennes de ces îles. Ainsi, les formations récifales qui se développent au-devant des côtes de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy se limitent à des récifs frangeants ou embryonnaires et à des colonies coralliennes éparses non bioconstructrices peuplant les fonds rocheux (Bouchon et al., 2008; Wagner et al., 2019). À Saint-Martin, les récifs frangeants se développent exclusivement dans l'est de l'île (au sein de la réserve marine créée en 1998¹⁵), entre la Baie Lucas et la Baie de Petites Cayes (Figure 30). Toutefois, ailleurs on rencontre localement quelques formations coralliennes, comme au-devant de la Pointe Arago ou au sud de l'île Tintamarre. Dans tous les cas, ces formations se développent à une profondeur maximale 15 m (Bouchon et al., 2008). À Saint-Barthélemy, les récifs frangeants se développent sur les côtes nord, est et sud-est (de la Pointe à Colombier à Grand Fond, Figure 31). Au nord-est, une grande formation récifale s'étend entre l'îlet La Tortue et Petit Cul-de-Sac (Figure 31) et protège les sites de Grand Cul-de-Sac, de Maréchal et de Marigot du déferlement direct des houles. Par ailleurs, deux stations de suivi ont permis de mettre en évidence une diminution significative du taux de recouvrement corallien en réponse à l'épisode de blanchissement survenu en 2005 (l'un des plus importants que la région a connus), suite auquel on estime que près de 40 % des coraux ont été irrémédiablement affectés à Saint-Barthélemy (Bouchon et al., 2008).

Ailleurs, les petits fonds marins sableux de l'avant-côte des deux îles sont colonisés par des herbiers de phanérogames très étendus se développant jusqu'à une trentaine de mètres de profondeur ; profondeur à laquelle l'on retrouve essentiellement des *Syringodium filiformes* ; Hily et al., 2010).

1.1.3. Typologie des systèmes sédimentaires côtiers

Sur les littoraux des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy se succèdent des falaises vives, qui correspondent aux affleurements calcaires datés de l'Éocène et de roches volcaniques intrusives datées de l'Oligocène (Andreieff et al., 1988 ; Duvat et al., 2018), et des zones côtières basses, où se sont accumulés des matériaux d'origine marine et alluviale lors de la dernière transgression postglaciaire (Andreieff et al., 1988 ; Battistini et Hirschberger, 1994; Duvat et al., 2018) (Figure 32 D).

¹⁵ Depuis 1998, la réserve naturelle marine et terrestre de Saint-Martin, qui est gérée par l'Association de Gestion de la Réserve Naturelle de Saint-Martin, couvre une superficie de 3060 ha et inclue dans ses limites les îles Pinel et Tintamarre ainsi que certaines lagunes.

Dans cette étude, nous nous intéressons exclusivement à l'évolution des littoraux meubles des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. Sur ces îles, on retrouve essentiellement deux types de systèmes sédimentaires : des plages adossées à des côtes rocheuses ou à des plaines littorales, et des systèmes cordons-lagunes (Duvat et al., 2018 ; Pillet et al., 2019) (Tableau 4).

Dans leurs travaux, Battistini et Hirschberger (1994) ont réalisé une série d'échantillonnages permettant de déterminer la composition des plages et des cordons de Saint-Martin. Ils y soulignent le fait que, en dépit de l'origine volcanique de l'île, les systèmes sédimentaires sont, sinon intégralement, du moins essentiellement nourris de sable calcaire d'origine biogène. Les échantillons qu'ils ont analysés montrent tous une calcimétrie (teneur en carbonate de calcium, CaCO_3) supérieure à 95 %. Cette forte teneur en CaCO_3 explique par ailleurs la récurrence des dalles de beachrock en bas de plage, rencontrées tant sur les plages de Saint-Martin (Tableau 4 ; Duvat et al., 2018) que sur celles de Saint-Barthélemy (Tableau 4 ; Caron, 2012). De manière générale, sur les deux îles, on note la très faible part des débris coralliens dans la composition des plages, dont la présence a surtout été relevée sur les côtes au vent. Par conséquent, leur contribution au budget sédimentaire de ces plages est limitée, puisqu'elle ne dépasse pas 10 % (Battistini et Hirschberger, 1994). Cependant, les plages les plus exposées (houles d'alizé, houles cycloniques) que l'on rencontre des côtes nord-est à sud-est (Caron, 2012) sont composées d'un volume non négligeable de matériaux coralliens. C'est le cas par exemple, sans toutefois s'y limiter, des plages de Petites Cayes (Saint-Martin, Figure 33 B) ou de Grand Fond (Saint-Barthélemy). Ainsi, les plages actuelles de l'île de Saint-Martin sont principalement constituées d'algues calcaires, présentes sur les herbiers d'avant-plage et progressivement dégradées (essentiellement du type *Halimeda* et des algues encroûtantes, qui comptent parfois pour plus de 75 % du volume sédimentaire des plages), amalgamées à une proportion variable, mais limitée (inférieure à 23 %), de débris coquilliers (Battistini et Hirschberger, 1994).

Les plages adossées

Les plages adossées à des pentes rocheuses (Figure 33 A) ou à des plaines littorales (Figure 33 C) sont le premier des deux types de systèmes sédimentaires côtiers que l'on trouve sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. Essentiellement composées de débris coquilliers ou d'algues calcaires (Figure 33 A), les plages adossées sont aussi nourries de débris coralliens de taille centimétrique ou pluricentimétrique (Figure 33 B) là où les caractéristiques de l'écosystème marin côtier permettent le développement de formations récifales. Généralement, les plages adossées situées sur les côtes les plus exposées des îles sont composées d'une part significative de ces débris coralliens. Sur les côtes abritées ou au-devant desquelles aucune formation récifale ne se développe, les plages seront totalement exemptes de ce matériel.

À Saint-Martin, les cordons-lagunes sont les systèmes sédimentaires côtiers les plus représentés (en 2018, Duvat et al. en recensaient 20 ; Tableau 4). En revanche, ils sont moins présents à Saint-Barthélemy, puisqu'on en dénombre seulement 5 (Pillet et al., 2019 ; Tableau 4). Essentiellement constitués de sable calcaire, ces systèmes sédimentaires se sont formés dans les fonds de baie au cours des derniers millénaires et ont contribué à la régularisation des indentations littorales (Battistini et Hirschberger, 1994). Ils s'ancrent sur des points rocheux situés à leurs extrémités. Il arrive même, comme c'est le cas pour les cordons de la Baie Orientale et de la Baie de l'Embouchure, qu'ils prennent appui sur un ancien cordon grésifié, formant ainsi un grand tombolo double. Plusieurs cordons pléistocènes grésifiés ont été relevés sur l'île de Saint-Martin. Parmi ces derniers, celui que l'on trouve dans la partie sud de la plage de Baie Orientale et au nord de la Baie de l'Embouchure est, en raison de sa taille, un bel exemple de ce type de formation. Continu sur près de 900 m de longueur et large d'une soixantaine de mètres, il présente un pendage conforme et s'élève à environ 3 m au-dessus du niveau de la mer (Battistini et Hirschberger, 1994).

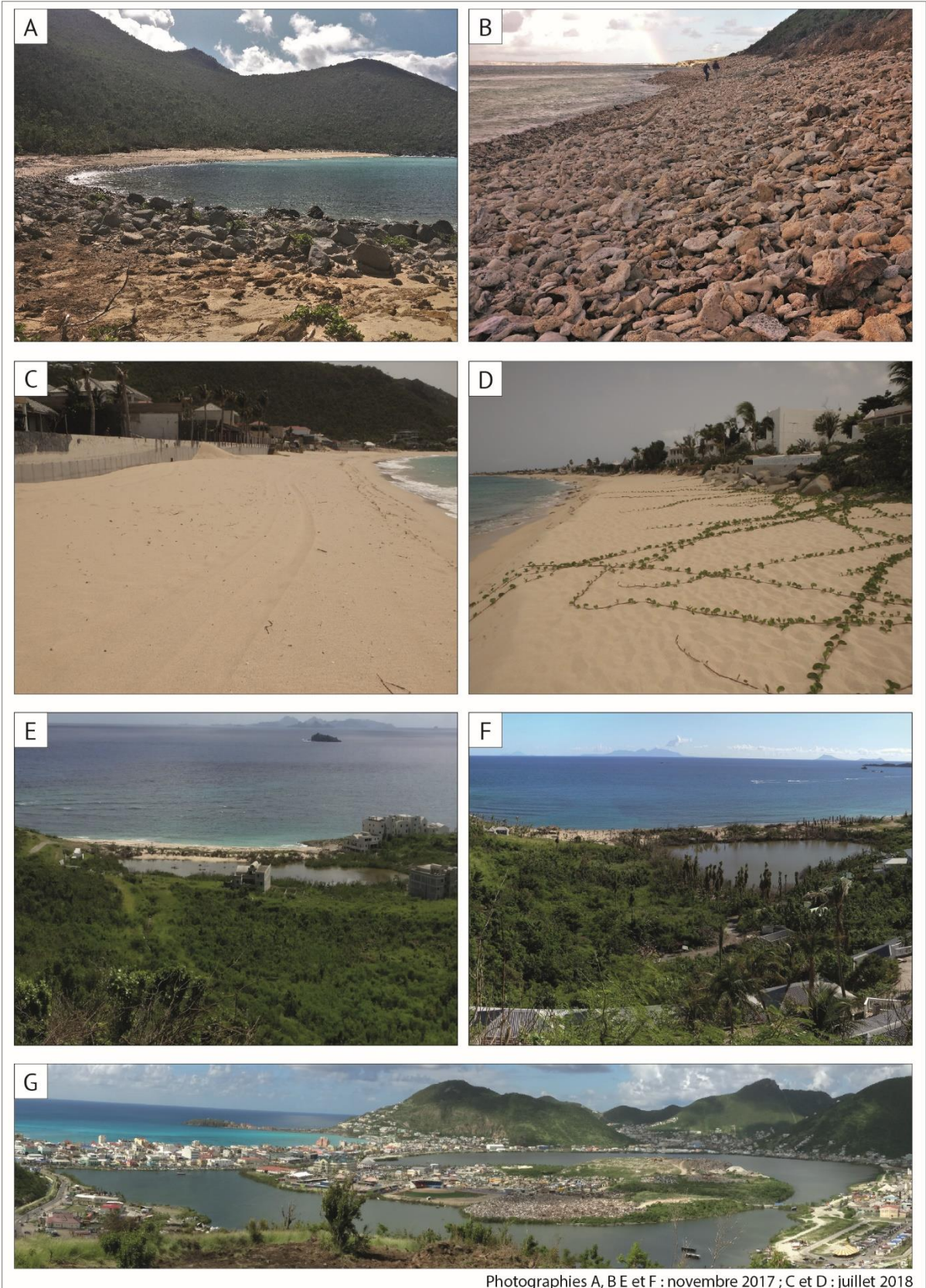
On trouve également un tombolo double dans la région des Terres Basses de Saint-Martin, sur la côte sous le vent ; ce dernier étant qualifié par Battistini et Hirschberger (1994) comme « l'accumulation littorale la plus importante, unique par ses dimensions dans les Petites Antilles ». Il enserme l'étang de Simpson Bay et prend appui sur des formations volcaniques ou sur des calcaires subhorizontaux.

Sur les deux îles, les cordons sont étroits. À Saint-Martin, leurs largeurs sont comprises entre 40 m (Gibb's Bay, Figure 33E) et 400 m (cordon densément urbanisé et de Philipsburg et localement remblayé côté lagon, Figure 33 G et Figure 30). À Saint-Barthélemy, ils atteignent 300 m, tout au plus (Grand Saline) (Figure 31) (Pillet et al. 2019), mais ils sont ordinairement moins larges, comme en témoigne le cordon de Grand-Cul-de-Sac (60 m). À cette largeur limitée, s'ajoute la faible altitude de ces systèmes sédimentaires. À Saint-Barthélemy, ils n'excèdent pas 4 m d'altitude (Grande Saline) et sont parfois même bien plus bas, comme à Petit Cul-de-Sac, où le cordon atteint tout juste 1 m ; à Saint-Martin, les cordons ne dépassent que rarement 2 m d'altitude¹⁶. À l'arrière des cordons sableux, on trouve des lagunes, dont la taille varie en fonction des configurations. Par exemple, la lagune située à l'arrière du cordon de Toiny, au sud-est de Saint-Barthélemy (Figure 31), mesure tout au plus 115 m par 80 m (Figure 33 F), alors qu'à Simpson Bay (Saint-Martin), la lagune s'étend sur près de 6 km par 1,7 km (Figure 30). Selon les cas, les cordons ferment entièrement la lagune (on parle dans ce cas de lagune fermée) ou sont discontinus et permettent la circulation de l'eau entre l'océan et la lagune par un chenal. Ces chenaux peuvent être naturels ou artificiels ; dans le dernier cas, ils ont généralement été réalisés pour ouvrir des voies de navigation. Aussi, les cordons continus (notamment ceux qui ont conservé un certain degré de naturalité et une capacité de mobilité) peuvent être temporairement et localement ouverts par des brèches, notamment lorsque survient un événement météo-marin de

¹⁶ Les altitudes des cordons des îles de Saint-Barthélemy et de Saint-Martin sont extraites des points cotés de la carte topographique IGN 4606 GT

forte intensité (cyclone tropical, par exemple). Localement, les lagunes sont colonisées sur leur pourtour par des mangroves. Généralement, cette situation se rencontre lorsque la lagune n'a été que peu aménagée. On trouve dans ce cas des mangroves à palétuviers (*Rhizophora* et *Avicennia*) comme à l'Étang aux Poissons, à l'arrière du cordon de la baie de l'Embouchure (site Conservatoire du Littoral) ou sur la bordure externe de Grand-Etang (Anse de Grand-Cul-de-Sac, Saint-Barthélemy, Figure 31). Cependant, bien qu'il soit vraisemblable que les zones de mangroves aient été plus étendues par le passé, l'urbanisation intensive des dernières décennies et la transformation des lagunes en marais salants (Philipsburg, Grande-Saline...) ont incontestablement conduit à leur disparition progressive (Battistini et Hinschberger, 1994).

Figure 33 – (page suivante) Diversité des systèmes sédimentaires côtiers rencontrés sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. (A) plage sableuse adossée à des pentes rocheuses, ici au fond de la Baie de Petites Cayes au nord de Saint-Martin. (B) plage adossée à des pentes rocheuses dans le secteur de Petites Cayes (Saint-Martin, nord). Formée de débris coralliens pluri décimétriques disposés en tuilage, cette plage a été largement alimentée par les cyclones tropicaux de septembre 2017. (C) plage adossée à une plaine littorale. Ici, la plage des Flamands à Saint-Barthélemy. Activement urbanisée à l'échelle des dernières décennies, son linéaire est artificialisé sur la quasi-totalité de sa longueur par des ouvrages longitudinaux en haut de plage (mur de défense ou de propriété). (D) Plage externe du cordon de Baie Longue qui enserre Grand Étang. Ici, en juillet 2018, une végétation pionnière à *Ipomoea pes-caprae* colonise le haut de plage. Vues d'ensemble des systèmes cordon-lagune de Gibb's Bay (E, Saint-Martin) et de Toiny (F, Saint-Barthélemy). De petites tailles, ces systèmes ne sont pas ou peu aménagés. À l'inverse, le cordon qui enserre la lagune de Great Bay Salt Point et qui porte la ville de Philipsburg – plus grande agglomération de la partie hollandaise de Saint-Martin – a été intégralement urbanisé (G). La lagune a été remblayée sur une large part de sa superficie (remblai pour partie réalisé avec des déchets) et urbanisée sur tout son pourtour. Photographies : V.Pillet.



Photographies A, B E et F : novembre 2017 ; C et D : juillet 2018

Nom de la plage et type	Caractéristiques physiques				Caractéristiques anthropiques				
	Type de récif	Îlots	Beachrock ¹⁷	Origine de la végétation	Urbanisation côtière	Pistes ou brèches dans le système côtier	Défrichement partiel (P) ou intégral (I) de la végétation côtière	Rigidification du trait de côte (ouvrages de protection ou murs de propriété)	Ouvrages transversaux
Saint-Martin¹⁸									
1 – Baie de Petites Cayes (PA)	/	Non	Non	Mixte	Non	Oui	Non	Non	Non
2 – Petites Cayes (PA)	Embryonnaire	Non	Oui	Mixte	Non	Oui	Non	Non	Non
3 – Grandes Cayes (PA)	Frangeant	Oui	Non	Indigène	Oui	Oui	Non	Non	Non
4 – Cul de Sac (CL)	Barrière	Oui	Non	Mixte	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Oui
5 – Baie Orientale nord (CL)	/	Oui	Non	Mixte	Oui	Oui	Oui (P)	Oui	Non
6 – Baie Orientale centre et sud (CL)	Frangeant	Oui	Non	Introduite	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Oui
7 – Baie de l'Embouchure (CL)	Frangeant	Oui	Non	Mixte	Non	Oui	Non	Non	Non
8 – Baie de Lucas (PA)	Frangeant	Non	Oui	Mixte	Oui	Oui	Oui (P)	Oui	Oui
9 – Dawn Beach (PA)	Frangeant	Non	Non	Introduite	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Non
10 – Gibb's Bay (CL)	/	Non	Non	Indigène	Non	Oui	Non	Non	Non
11 – Guana Bay (PA)	/	Non	Non	Mixte	Oui	Oui	Oui (P)	Oui	Non
12 – Great Bay (CL)	/	Non	Non	Introduite	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Oui
13 – Little Bay (CL)	/	Non	n. d.	Mixte	Oui	Oui	Oui (T)	Oui	Oui
14 – Cay Bay (PA)	/	Non	n. d.	n. d.	Oui	Oui	Oui (P)	Oui	Oui
15 – Cole Bay (CL)	/	Non	Oui	n. d.	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Oui
16 – Simpson Bay (CL)	/	Non	Oui	Mixte	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Oui
17 – Maho Bay (PA)	/	Non	Oui	Introduite	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Non
18 – Mullet Beach (CL)	/	Non	Oui	Mixte	Non	Oui	Oui (I)	Non	Non
19 – Baie Longue (CL)	/	Non	Oui	Mixte	Oui	Oui	Oui (P)	Oui	Non
20 – Plum Bay (PA)	/	Non	Oui	Mixte	Oui	Oui	Oui (P)	Oui	Non
21 – Baie Rouge (CL)	/	Non	Oui	Mixte	Oui	Oui	Oui (P)	Oui	Non
22 – Baie aux Cayes (PA)	/	Oui	n. d.	n. d.	Non	Oui	Non	Non	Oui
23 – Petite Baie (PA)	/	Oui	n. d.	n. d.	Non	Non	Non	Non	Non
24 – Anse des Sables (PA)	/	Non	n. d.	n. d.	Non	Oui	Non	Non	Non
25 – Baie Nettlé (CL)	/	Non	Oui	Indi. (O) et Intro. (E)	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Oui
26 – Marigot (CL)	/	Non	Oui	Mixte	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Oui
27 – Baie de La Potence (CL)	/	Non	Oui	n. d.	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Oui
28 – Anse des Pères (CL)	/	Non	n. d.	n. d.	Non	Oui	Oui (I)	Non	Non
29 – Friar's Bay (CL)	/	Non	Oui	Introduite	Non	Oui	Oui (I)	Non	Non
30 – Anse Heureuse (CL)	/	Non	Oui	Mixte	Non	Oui	Non	Non	Non
31 – Grande Case (CL)	/	Non	Oui	Introduite	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Oui
32 – Bell Hill Beach (PA)	/	Oui	n. d.	n. d.	Non	Non	Non	Non	Non
33 – Anse Marcel (CL)	/	Oui	Non	Introduite	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Oui

¹⁷ Selon Caron (2012) pour Saint-Barthélemy et sur relevés de terrain (2005-2007 et 2017)

¹⁸ Selon Duvat et al., 2018 (traduit)

Saint-Barthélemy¹⁹									
1 – Colombier (PA)	/	Non	Oui	n. d.	Non	Non	Non	Non	Non
2 – Flamands (PA)	/	Oui	Oui	Mixte	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Non
3 – Cayes (PA)	Frangeant	Non	Oui	n. d.	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Non
4 – Saint-Jean (CL)	Frangeant	Non	Non	Mixte	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Non
5 – Lorient (PA)	Frangeant	Non	Oui	Mixte	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Non
6 – Marigot (PA)	Frangeant	Oui	Oui	Introduite	Non	Oui	Oui (I)	Non	Non
7 – Grand Cul-de-Sac (CL)	Frangeant	Oui	Oui	Introduite	Oui	Oui	Oui (I)	Oui	Non
8 – Petit Cul-de-Sac (CL)	Frangeant	Non	Oui	Mixte	Non	Oui	Non	Non	Non
9 – Toiny (CL)	Frangeant	Non	Oui	Indigène	Non	Oui	Oui (I)	Non	Non
10 – Grand Fond (PA)	Frangeant	Non	Oui	Indigène	Non	Oui	Non	Non	Non
11 – Grande Saline (CL)	Non	Oui	Oui	Indigène	Non	Oui	Oui (P)	Non	Non
12 – Gouverneur (PA)	Non	Non	Oui	Indigène	Non	Oui	Oui (P)	Non	Non

Tableau 4 – Principales caractéristiques physiques et anthropiques des systèmes côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. Ce tableau a été traduit de l'anglais de Duvat et al. (2018) pour Saint-Martin et Pillet et al. (2019) pour Saint-Barthélemy. N.B. plage adossée ; (CL), cordon littoral ; (P), partiel ; (I), intégral.

¹⁹ Selon Pillet et al. (2019) (traduit)

1.2. Régime climatique de la région Caraïbe et événements météo-marins extrêmes

Situé entre 18 ° N (limite septentrionale) et 12 ° N (limite méridionale), l'arc des Petites Antilles est soumis à un climat de type tropical marqué par une saisonnalité. Les îles de Saint-Martin (18°04' N et 63°03' O) et de Saint-Barthélemy (17°53' N et 62°49' O), situées au nord de l'archipel, bénéficient de fait de ce climat.

1.2.1. Régime climatique de la zone d'étude

Saint-Martin et Saint-Barthélemy sont soumises, comme toutes les îles antillaises, à un climat tropical maritime et à l'action perpétuelle des alizés d'est, qui figurent parmi les vents les plus réguliers à l'échelle de la planète (Battistini et Hinschberger, 1994). Caractérisé par une saisonnalité, le régime climatique annuel de la zone est partagé entre le Carême et l'Hivernage.

De janvier à mi-avril, c'est la saison sèche, marquée par deux phénomènes : la Zone de Convergence Inter Tropicale (ZCIT) passe au sud de l'équateur et l'anticyclone des Açores descend en latitude (Météo-France). Les alizés sont soutenus et réguliers tant en force qu'en direction (Météo-France) ; soufflant essentiellement vers l'est en janvier et en avril, ils basculent au nord-est de février à mars (Figure 34 A). De plus, en raison de mouvements atmosphériques verticaux limités, la saison du Carême est caractérisée par la présence de nuages peu développés qui expliquent les faibles précipitations de janvier à avril (Figure 34 B). Pendant cette saison, les températures maximales atteignent 28 à 30 °C (Météo-France).

La seconde saison, entre juillet à octobre, est humide, avec des températures légèrement plus élevées (températures maximales atteignent 31 à 32 °C). Durant cette saison, le climat est commandé par la remontée en latitude de la ZCIT et de l'anticyclone des Açores, qui stationne au-dessus du bassin Atlantique. Bien qu'ils restent toujours actifs, les alizés se chargent en humidité et leur force s'en trouve réduite (Figure 34 B). L'Hivernage est caractérisé par la formation de nuages instables, se traduisant par des pluies régulières et localement importantes, notamment sur les reliefs (Figure 34 B). Certaines perturbations, nées au large des côtes ouest-africaines, évoluent en dépression tropicale, en tempête tropicale et, si les conditions climatiques et océaniques sont réunies, en cyclone tropical (on parlera dans ce cas de cyclones capverdiens).

Les précipitations annuelles moyennes varient entre les deux îles, puisqu'elles atteignent 1025 mm/an à Saint-Martin et 959 mm/an à Saint-Barthélemy sur la période 1981-2010 (Météo-France, Figure 34 B). Cette différence s'explique, entre autres, par une topographie moins prononcée à Saint-Barthélemy (284 m maximum au Morne de Vitet), ne permettant qu'une rétention partielle de l'humidité contenue dans les masses d'air déplacées d'est en ouest par les alizés. Sur ces deux îles, les précipitations se caractérisent par des averses relativement intenses, mais ponctuelles (spatialement et temporellement). Les normales annuelles restent néanmoins faibles par rapport à celles des autres îles des Antilles (1492 mm/an en Guadeloupe, 1530 mm/an en Martinique ; Météo-France), notamment parce que les Petites Antilles septentrionales n'ont ni des latitudes ni des reliefs favorables aux précipitations (Pagney, 1966). Bien que relativement faibles, ces normales annuelles ne traduisent pas pour autant une absence d'événements pluvieux intenses ; les îles du nord de l'Arc enregistrent des records de pluviométrie significatifs (entre autres, 392 mm en 24 h à Saint-Martin lors du passage du cyclone Lenny en 1999 ; Météo-France),

bien qu'inférieurs aux autres îles des Antilles (par exemple, 768 mm en 24 h en Guadeloupe avec le passage du cyclone Maria en 2017 ; Meteo-France). En raison de leur position septentrionale, Saint-Martin et Saint-Barthélemy sont très exposées aux évènements cycloniques intenses, vecteurs d'épisodes pluvieux violents.

Dans la région, l'alizé de secteur est actif toute l'année, mais faiblit durant la saison humide. Ces vents ne dépassent pas la force 4 (20 à 28 km/h) ; ils sont si habituels qu'une absence totale de vent est rarissime dans cette région. Selon les relevés de fréquence des vents au large des Antilles (station 61 ° O, 17 ° N) exploités par Battistini et Hirschberger (1994), les vents de secteur est dominant largement toute l'année, bien qu'ils passent quelquefois au nord-est (surtout pendant la saison sèche). Battistini et Hirschberger (1994) indiquent également que les vents ne soufflent jamais de l'ouest et seulement rarement des secteurs nord et sud (Figure 34 A). Ce régime d'alizé permanent engendre des houles de secteur nord-nord-est à sud-est, qui déferlent constamment et régulièrement sur les côtes. Ces houles ont une faible longueur d'onde (4 à 6 secondes) et une hauteur significative limitée par temps calme, puisqu'elles ne dépassent pas les deux mètres en pleine mer (Rey et al., 2019).

Dans cette région, le marnage est microtidal et est compris entre 0,20 m (Duvat et al., 2018) et 0,50 m (Caron, 2011) en moyenne.

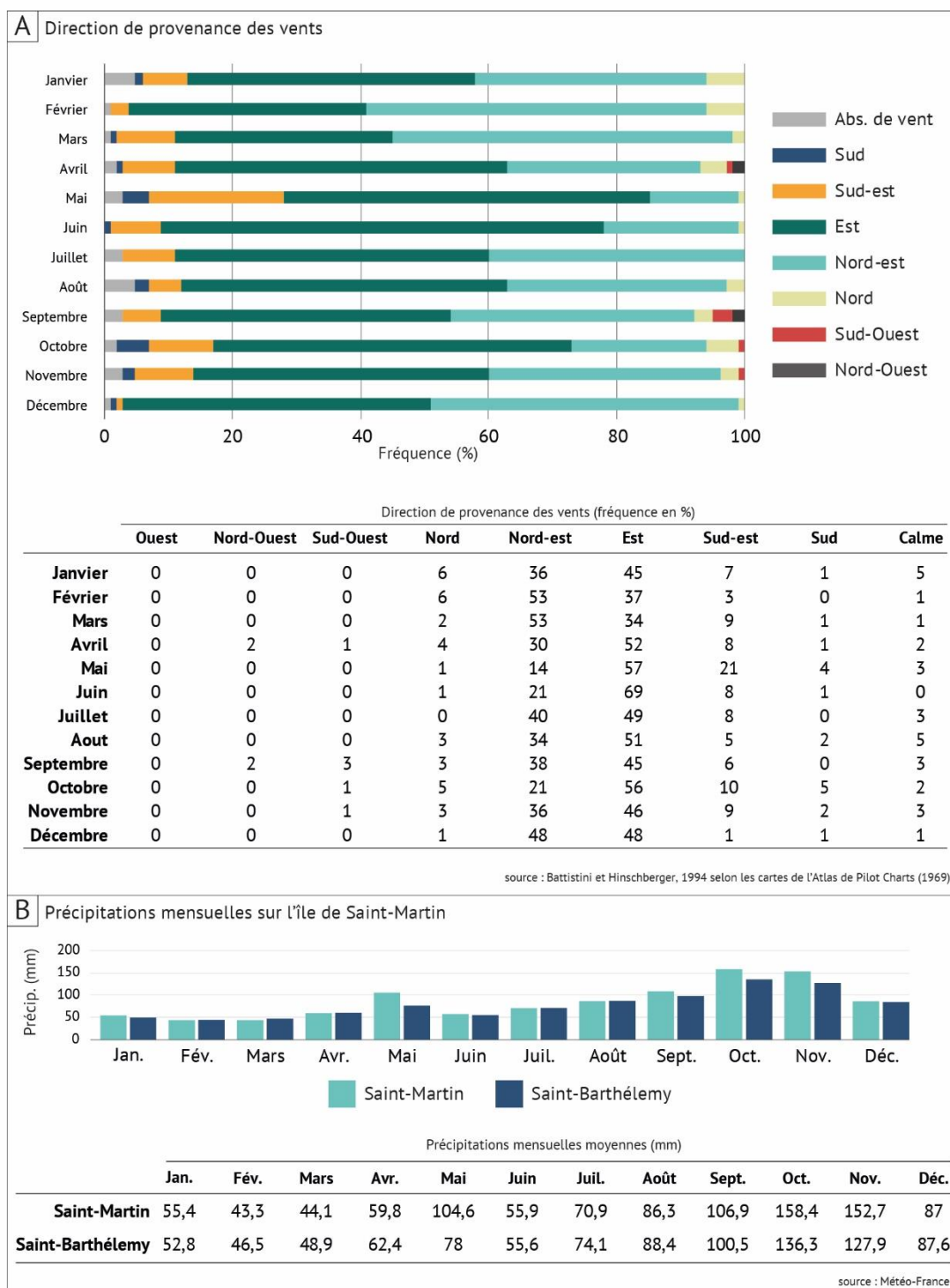


Figure 34 – Paramètres climatiques des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. (A) Dans cette région, le climat est commandé et dominé par la prédominance des alizés de nord-est à sud-est, actifs toute l'année. (B) Les précipitations mensuelles moyennes montrent une légère infériorité pluviométrique sur l'île de Saint-Barthélemy aux mois de mai, septembre, octobre et novembre.

1.2.2. Les événements météo-marins extrêmes : de la récurrence des cyclones tropicaux

Au-delà du régime climatique annuel commandé par l'action des alizés et par le déplacement de la ZCIT et de l'anticyclone des Açores, il arrive fréquemment que des dépressions formées à l'ouest de l'Afrique traversent le bassin nord-atlantique (est-ouest) pour évoluer progressivement en tempêtes tropicales, voire en cyclones. Il arrive néanmoins que certains cyclones s'engagent dans une trajectoire inverse (ouest-est), après s'être formés dans l'ouest de la mer des Caraïbes, comme ce fût le cas du cyclone Lenny en 1999 (Duvat, 2008b).

Situées tout au nord de l'arc des Petites Antilles, les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy sont exposées à de puissants cyclones (Duvat, 2008). À plus petite échelle (celle du sous-bassin caribéen), la base de données IBTrACS (Knapp et al., 2010) permet d'identifier 610 systèmes cycloniques entre 1851 et 2017, allant de la tempête tropicale (vents compris entre 63 et 117 km/h) au cyclone de catégorie 5 (vents supérieurs à 250 km/h). Les tempêtes tropicales sont les systèmes les plus fréquemment observés (218 systèmes), mais on ne compte pas moins de 392 cyclones tropicaux sur cette période, toutes catégories confondues. Ils sont distribués comme suit : 101 catégorie 1, 97 catégorie 2, 91 catégorie 3, 77 catégorie 4 et seulement 26 catégorie 5 (Figure 35, IBTrACS ; Knapp et al., 2010). Tous n'ont pas touché les îles du nord de l'arc des Petites Antilles, mais cela permet d'appréhender – à l'échelle régionale – la forte récurrence des systèmes cycloniques dans la région caribéenne.

Plus récemment, certains cyclones ont directement touché les îles qui intéressent notre étude. Localement, ils ont engendré des dégâts considérables sur les systèmes côtiers qui sont, par leurs caractéristiques physiques et morphologiques, des espaces fortement exposés aux conséquences des événements météo-marins de forte intensité. Parmi ces systèmes cycloniques, nous pouvons citer ici les cyclones Luis (1995, Cat. 4, intensité max. : 270 km/h selon des mesures de la NOAA²⁰) et Lenny (1999, Cat. 4, intensité max. : 250 km/h selon des mesures de la NOAA). Les houles associées à ces événements météo-marins extrêmes ont une hauteur significative supérieure à celles générées par temps calme (elles n'excèdent pas les trois mètres au large) et il arrive fréquemment qu'elles atteignent et dépassent trois mètres à la côte. Par exemple, lors du passage du cyclone Irma (catégorie 5, septembre 2017), des simulations numériques ont mis en évidence des vagues qui ont atteint huit et dix mètres sur les côtes est de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, respectivement (Rey et al., 2019).

Amorcée dès le mois de mai avec Arlène, la saison cyclonique 2017 a été particulièrement active en raison de configurations météorologiques favorables à la convection et propices à la cyclogenèse (épisode El Niño faible, températures océaniques élevées très tôt dans l'année et une diminution de la puissance des alizés). Entre les mois de juin et novembre 2017, au-delà des dépressions et des tempêtes tropicales non nommées, on ne recense pas moins de 10 cyclones majeurs dans la région caribéenne (Météo-France).

²⁰ NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration (*Agence américaine d'observation océanique et atmosphérique*)

Parmi eux, les cyclones Irma, Maria et Jose (septembre 2017) sont les derniers systèmes majeurs à avoir impacté les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. Irma, dont la trajectoire s'inscrit dans l'axe des deux îles, a été, en raison de ses caractéristiques (cat. 5, intensité max. : 288 km/h, rafales max. d'après une observation non officielle : 320 km/h ; Cangialosi et al., 2018), le plus intense.



Figure 35 – Nombre de systèmes cycloniques ayant transité dans la région caribéenne entre 1851 et 2017. Les tempêtes tropicales sont les systèmes que l'on rencontre le plus fréquemment dans cette zone, suivent ensuite les cyclones tropicaux de catégorie une à cinq, dont la récurrence diminue à mesure où l'intensité des systèmes augmente.

1.2.3. Les cyclones tropicaux de septembre 2017

Issue de ce contexte météorologique favorable à la cyclogenèse, une dépression tropicale a évolué en tempête tropicale nommée Irma²¹ le 30 août à 370 km de Cap-Vert (Degrace, 2017). Dès le 31 août, la tempête s'intensifie et est classée en cyclone de catégorie 1, alors qu'elle est encore localisée à 740 km de Cap-Vert. En seulement deux jours, Irma atteint la catégorie 3 (dès le 1^{er} septembre 2017). Alimenté par les eaux anormalement chaudes du bassin atlantique, Irma est classé en catégorie 4 trois jours plus tard, après avoir amorcé un changement de direction. Enfin, au paroxysme de son intensité, le cyclone tropical Irma – alors de catégorie 5 – touche d'abord l'île de Saint-Barthélemy (6 septembre aux alentours de 10h00 UTC ; Figure 36 A ; Pillet et al., 2019) avant d'atteindre Saint-Martin le même jour. Selon Cangialosi et al. (2018), Irma aurait atteint son intensité maximale entre le 5 septembre (18h00 UTC) et le 6 septembre (20h00 UTC). Les vents soutenus sur 1 minute ont alors atteint 288 km/h (Figure 36 B). Ce cyclone est le premier à traverser les Petites Antilles avec une telle intensité (Duvat et al., 2018).

Localement, la puissance de l'ouragan a été telle que les instruments de mesure météorologiques ont été rapidement mis hors d'usage, expliquant le manque de données *in situ*. Cependant, une observation non officielle rapporte des rafales qui auraient atteint 320 km/h ; Cangialosi et al., 2018). Pour pallier ce manque de données, des simulations numériques ont été réalisées avec le modèle WRF ARW (Skamarock et Klemp, 2008) ; d'abord publiées par Duvat et al. (2018), elles ont plus récemment été améliorées (Rey et al., 2019). Ces simulations mettent en évidence des rafales maximales sur l'île de Saint-Martin dont la vitesse a atteint entre 260 km/h sur les côtes abritées (nord-ouest, Nettlé) et 320 km/h sur les côtes exposées (sud, Little Bay) à Saint-Martin et à 305 km/h sur les côtes nord de l'île de Saint-Barthélemy (Pillet et al., 2019).

²¹ La tempête tropicale a été nommée par le National Hurricane Center (NHC)

Irma a généré des houles dont la hauteur significative a été amplement supérieure aux moyennes de temps calme. Or, lors du passage du cyclone, il n'y avait pas d'houlographe dans la zone ; de ce fait, aucune mesure instantanée n'a été réalisée. Cependant, la hauteur significative des houles cycloniques a été estimée par modélisation numérique, basée sur les cartes marines du SHOM (bathymétrie) et sur les modèles de vents (Duvat et al., 2018 ; Pillet et al., 2019). Les simulations ont mis en évidence des vagues qui ont atteint 10 m sur la côte est de Saint-Barthélemy (Pillet et al., 2019 ; Rey et al., 2019) et qui ont dépassé 5 m au large de Saint-Martin, jusqu'à atteindre 9 m sur les côtes les plus exposées de cette île (nord-est) (Rey et al., 2019).

Outre Irma, dont la trajectoire s'inscrit directement sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, ces deux îles ont été affectées par les cyclones José et Maria.

Le premier est né à partir d'une dépression tropicale formée le 31 août 2017 au large du Cap Vert avant d'être classé en cyclone de catégorie 1 le 6 septembre 2017. Le 9 septembre, le cyclone José passe à 85 km au nord-est de Barbuda (Pillet et al., 2019) et sa pression minimale est estimée à 938 hPa. José n'est pas directement passé sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, mais la proximité avec ces îles y a engendré des vents soutenus. Cependant, après le passage du cyclone Irma, les instruments de mesure ont été détruits et il n'existe aucune donnée d'observation directe quant à la puissance des vents lors du passage de José (Berg, 2018).

Le second trouve son origine dans une dépression tropicale formée le 16 septembre 2017. Il est le dernier de la série des cyclones ayant touché les Antilles cette année-là. En quelques jours, il s'est rapidement intensifié jusqu'à atteindre la catégorie 5 et générer des rafales de vent dépassant les 270 km/h et une pression minimale de 908 hPa en arrivant dans le nord-est de la mer des Caraïbes (Pasch et al., 2019). Cependant, ce dernier cyclone n'a eu que peu d'impacts à Saint-Martin et Saint-Barthélemy puisqu'il est passé à 150 km de ces deux îles.

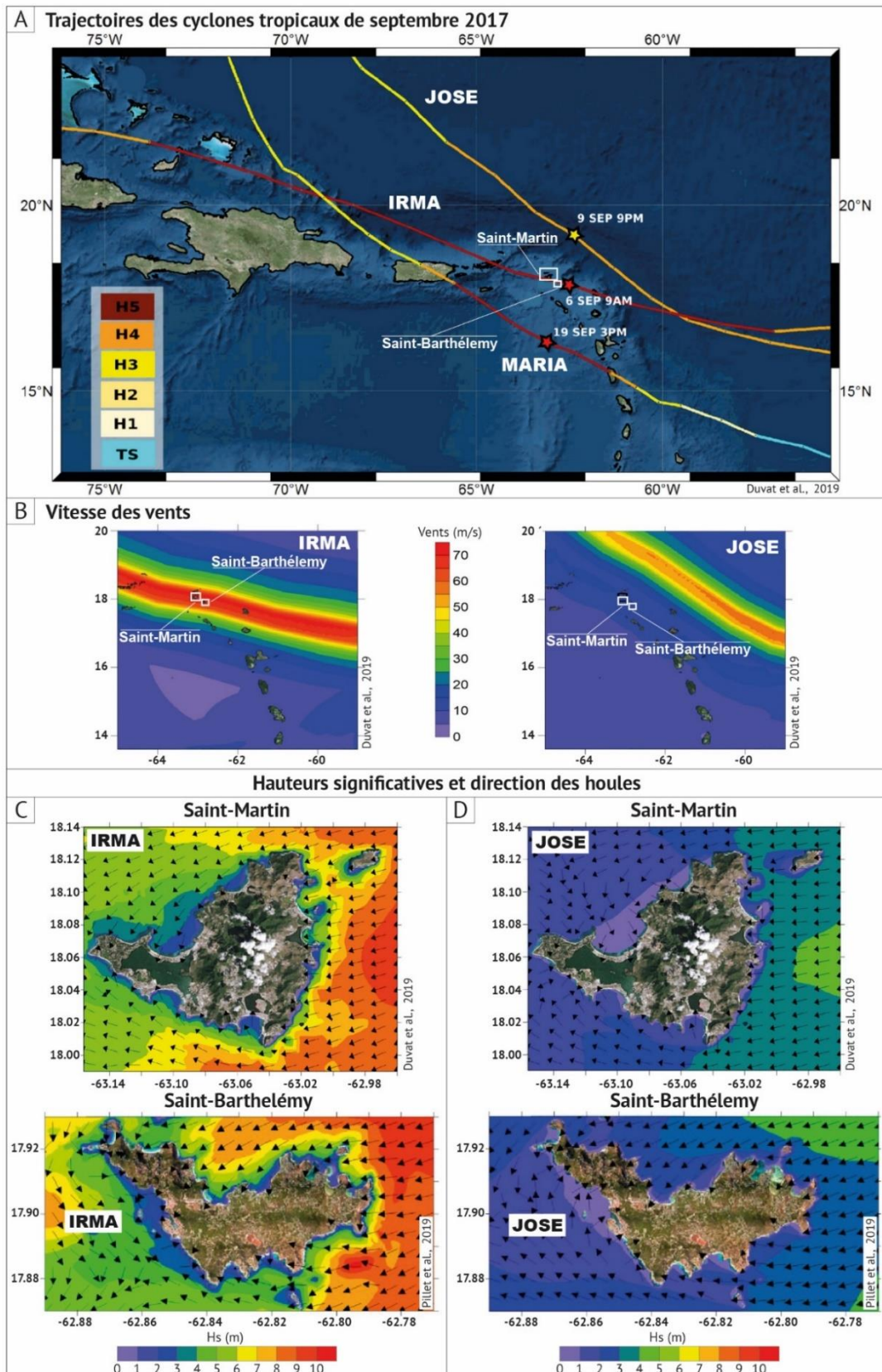


Figure 36 – Caractéristiques des cyclones tropicaux ayant frappé les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy en septembre 2017. (A) trajectoires des cyclones Irma, Maria et Jose. (B) Vitesse des vents et (C) hauteurs significatives et directions des houles associées aux cyclones Irma et Jose. Figure modifiée d'après Duvat et al. (2018) pour Saint-Martin et Pillet et al. (2019) pour Saint-Barthélemy.

2. Principales caractéristiques anthropiques

À l'échelle des dernières décennies, l'île binationale de Saint-Martin et l'île de Saint-Barthélemy ont été marquées par une forte croissance démographique. En 2013, la population totale de Saint-Martin atteignait 75 000 habitants, dont 47 % se trouvaient côté français (Duvat et al., 2018). Sur cette île, la densité de population s'élève à 806 hab. / km². À Saint-Barthélemy, la population totale est moins nombreuse, puisqu'elle atteint 9427 habitants en 2014 (INSEE, 2013) et moins dense, avec 373 hab./km². Selon les projections réalisées par le Département des Affaires Economiques et Sociales des Nations Unies (2019), la population de ces deux îles devrait atteindre respectivement 81 541 et 9885 habitants en 2020 (Figure 37 A et B).

Or, au regard du caractère spatialement fini de ces deux îles, d'un espace disponible limité pour l'urbanisation et de la forte exposition des côtes basses aux aléas météo-marins, la croissance démographique fait peser sur ces milieux une réelle pression. Cette dernière, en constante progression depuis 1950, a été exacerbée dans la moitié des années 80, notamment à Saint-Martin (côté français), par l'adoption de la loi Pons (juillet 1986). Cette loi de défiscalisation²², qui devait favoriser l'investissement dans les outre-mer en accordant, entre autres, des compensations et des avantages fiscaux, a surtout conduit à une forte littoralisation des biens et des personnes et a canalisé d'importants flux migratoires (pour l'essentiel clandestins, en provenance d'Haïti). Ces derniers ont d'abord permis de répondre au besoin de main-d'œuvre du secteur de la construction (migration de travail), et ont ensuite contribué à alimenter la croissance démographique (migration de peuplement) (Duvat, 2008b).

Les sous-sections suivantes ont d'abord pour objectif de présenter les grandes caractéristiques de la dynamique démographique des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy depuis les années 1950. Dans un second temps, nous exposons les principales spécificités du développement touristique sur ces îles tropicales. Enfin, nous décrivons l'actuelle répartition spatiale de la population sur les deux îles.

2.1. Dynamique démographique depuis 1950

2.1.1. Évolution de la population à Saint-Martin (1950-2020)

En 1950, on comptait environ 3000 habitants du côté français de Saint-Martin (Figure 37 A et B). En 2020, les projections de populations réalisées par les Nations Unies (2019) prévoient que près de 39 000 personnes résideront à Saint-Martin (Figure 37 A et B) ; cela signifie qu'en l'espace de 70 ans, la population a été multipliée par 12 – ce qui représente une croissance de près de 1200 % (Figure 37 C).

Cette croissance démographique est davantage encore marquée à Sint-Maarten. En 1950, on comptait près de 1500 habitants de ce côté de l'île, alors qu'en 2020, près de 43 000 personnes devraient y habiter (Figure 37 A et B) ; ici, la population a été multipliée par 28, soit une croissance de près de 2800 % en 70 ans (Figure 37 C). Cependant, sur l'île binationale de Saint-Martin, la

²² La loi Pons (n° 86-824 - art. 22) permettait à l'acquéreur d'un bien immobilier neuf d'obtenir une déduction d'impôt à hauteur de 45 % du prix du bien. Souvent décriée, cette loi a été abrogée en 2000.

croissance démographique – aussi rapide soit-elle – n’a été ni linéaire ni continue dans le temps. Si l’on considère la population globale de l’île cette fois – cette à dire celle de Saint-Martin (France) et de Sint-Maarten (Pays-Bas) – on note, outre une croissance globale significative (population multipliée par 18 entre 1950 et 2020 ; + 1716 % ; Figure 37 C), quatre phases dans la dynamique démographique de ces soixante-dix dernières années :

1. Entre **1950 et 1980**, la courbe démographique montre une croissance progressive et quasi constante. Au cours de cette période, la population totale de l’île passe de 4500 habitants en 1950 à près de 22 000 en 1980 (Figure 37 A et B). En trente ans, la population a été multipliée par un facteur 5.
2. Entre **1980 et 1990**, la courbe infléchit considérablement sa tendance et la population croît de manière exponentielle. Sur cette seule décennie, la population passe de 22 000 habitants à plus de 60 000 (Figure 37 A et B) ; elle a été multipliée par près de 3 en une décennie (+176 % ; Figure 37 C). La seconde moitié de cette période (1986 - 1989) enregistre également les taux de croissance démographique interannuels les plus forts des soixante-dix dernières années : par exemple, la population totale de Saint-Martin a augmenté de +19 % entre 1986 et 1987 ou encore de +32 % dans la partie française de l’île sur cette même période.
3. Entre **1990 et 2000**, les rythmes de croissance de la population de l’île ont considérablement chuté pour atteindre +2 % seulement ; le bilan est même négatif pour la partie française de l’île (-8 % soit -2600 hab.) (Figure 37 A, B et C). Cette période a vu se succéder les cyclones tropicaux de catégorie 4 Luis (1995) et Lenny (1999). Cependant, la décroissance de la population (du moins pour la partie française de l’île) a été engagée dès le début de cette période, soit quelques années avant le passage de Luis sur l’île de Saint-Martin.
4. Entre **2000 et 2020**, la population totale a augmenté de près +33 % (+17 % entre 2000 et 2010 et +14 % entre 2010 et les projections pour 2020) (Figure 37 A et C), soit un gain de 20 000 habitants (Figure 37 B).

2.1.2. Évolution de la population à Saint-Barthélemy (1950-2020)

Sur l’île de Saint-Barthélemy, dont la taille est bien inférieure à celle de Saint-Martin, la population totale atteint 9885 en 2020 (Figure 37 A et B). Ce chiffre est la résultante d’une croissance démographique quasi constante et régulière, amorcée à partir des années 1970. Avant cette date (1950-1970), la croissance démographique a été lente et limitée : en vingt ans, la population est passée de 2000 (1950) à un peu plus de 2345 habitants (1970) (Figure 37 A et B), ce qui représente un taux d’évolution de +17 % (Figure 37 C). Après 1970, la courbe démographique infléchit sa direction et la population croît plus rapidement : de 2345 habitants en 1970, la population de Saint-Barthélemy passe à près de 10 000 habitants en 2020 ; cela représente une croissance de + 321 %. À l’échelle des soixante-dix années, la variabilité interannuelle et interpériodes des taux d’évolution de la population est moins marquée que sur l’île de Saint-Martin (Figure 37 C).

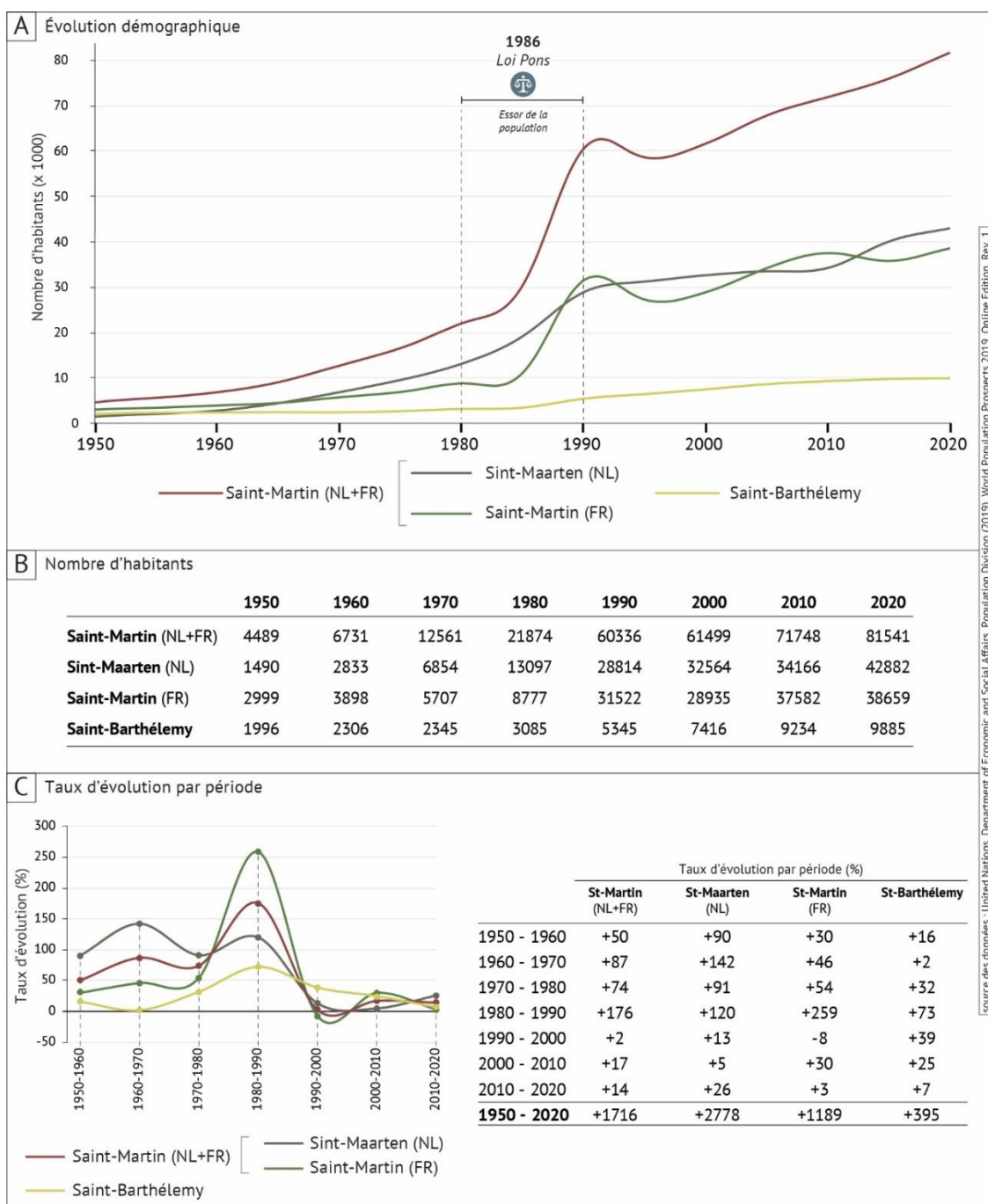


Figure 37 – Caractéristiques démographiques des îles de Saint-Martin et de Saint Barthélemy. (A) évolution démographique depuis 1950. (B) nombre d'habitants par décennies et (C) taux d'évolution de la population par période de dix années de 1950 à 2020.

2.2. Le tourisme, secteur économique moteur du développement

Au cours des dernières décennies, le secteur touristique a été un moteur majeur du développement économique des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. Cependant, ces deux îles ont fait le choix de modèles de développement touristique fondamentalement différents, pourtant fondés sur des aménités similaires : la première ayant très tôt favorisé le tourisme de masse tandis que la seconde a toujours privilégié un tourisme haut de gamme aux prestations exclusives.

2.2.1. Saint-Martin et le tourisme de masse

À Saint-Martin, la loi Pons (1986) a entraîné de profondes transformations économiques (Duvat, 2008b) et démographiques (p.115). Le contexte fiscal qui a émané de cette loi a largement facilité le développement et la multiplication de grands complexes hôteliers, notamment dans la partie française de l'île, où ont été accordés aux entreprises des crédits d'impôt égaux à la totalité des sommes engagées dans les départements d'outre-mer. Alors que la partie hollandaise de l'île réunissait 78 % de la capacité totale d'hébergement dans les années 1980 (Duvat, 2008b), l'offre touristique s'est élargie et diversifiée au profit de la partie française de l'île. Selon Duvat (2008), le nombre de chambres de la partie française est passé de 487 en 1981 à 3566 en 1991 (+632 %). De plus, l'île de Saint-Martin constituant une escale incontournable dans la zone voit débarquer plus d'un million de passagers chaque année (Hily et al., 2010). Au total, Saint-Martin accueille chaque année 2,4 millions de touristes (INSEE, 2013)

2.2.2. Saint-Barthélemy et le tourisme exclusif

À Saint-Barthélemy, l'offre touristique est fondamentalement différente de celle proposée sur l'île voisine. L'offre d'hébergement est essentiellement composée d'hôtels (une quarantaine) et de luxueuses villas localisées (600 ; Hily et al., 2010) dans la proche bande côtière et le développement de ce secteur a largement profité au marché immobilier (et de fait, aux constructions implantées à proximité immédiate des côtes). Bien que l'offre soit très exclusive, le tourisme constitue le premier secteur économique de l'île (INSEE, 2009). Cette position en faisait également le premier secteur d'activité salariée en 2006, puisqu'il totalisait 37 % des emplois (INSEE, 2009). Depuis les années 70, le nombre de touristes a progressivement augmenté jusqu'à son paroxysme en 1997 avec 370 000 visiteurs. Depuis, le nombre annuel de touristes gravite autour de 300 000 (IEDOM, 2018).

2.3. Une forte littoralisation des enjeux humains

Les contraintes topographiques et l'intérêt des zones côtières pour le secteur touristique ont entraîné une forte littoralisation des hommes et des biens sur ces deux îles.

Par exemple, à Saint-Barthélemy, les habitants se concentrent d'abord dans la ville principale de Gustavia (sud), qui a toujours constitué l'un des meilleurs ports naturels de la région (Fielding, 2017), et ensuite sur la côte nord (côte sous le vent), avec les sites de Flamands, Cayes, Saint-Jean, Lorient et Grand Cul-de-Sac (Figure 31) (Pillet et al., 2019). La côte au vent (est et sud-est) est quant à elle très peu peuplée et les sites conservent un état de naturalité élevé.

Sur l'île de Saint-Martin, les zones côtières basses concentrent aujourd'hui une large majorité du bâti (résidentiel et touristique) et la totalité des grandes infrastructures (Duvat, 2008b). Sur cette île, l'explosion du secteur touristique a été le moteur d'une urbanisation intense et rapide de la zone côtière. Ce contexte de forte littoralisation des hommes et des biens a aussi été alimenté par une croissance rapide et soudaine de la population qui a dû se satisfaire du peu d'espace constructible. Par exemple, les deux villes principales que sont Marigot (partie française) et Philipsburg (partie hollandaise) ont été implantées sur des cordons littoraux, respectivement situés au nord et au sud de l'île (Figure 30). Ces cordons ont été partiellement remblayés, notamment sur leurs parties internes, afin de pallier la pression foncière engendrée par la croissance démographique fulgurante des années 80 (Figure 30). Ailleurs, le bâti est essentiellement localisé dans une proche bande côtière, dans des zones basses et fortement exposées aux événements météo-marins extrêmes. Ainsi, pour tenter de limiter l'exposition des populations, les ouvrages de défense côtiers se sont multipliés sur les littoraux des deux îles, engendrant une artificialisation croissante du trait de côte et une perturbation des dynamiques hydrosédimentaires naturelles (réduction de la capacité d'adaptation et de résilience des zones côtières).

Partie Trois | Matériel et Méthode

Chapitre 5 | Détection et attribution des évolutions planimétriques et verticales des systèmes côtiers insulaires tropicaux

1. Acquisition et préparation des photographies aériennes anciennes et des images satellites haute résolution

Les photographies aériennes (PVA) auxquelles nous avons eu accès grâce à une convention signée avec le Service d'Aménagement et d'Urbanisme de la Polynésie française et grâce à la plateforme en ligne de l'IGN²³ pour les îles caribéennes, nous offrent des données qui présentent une profondeur temporelle satisfaisante pour les objectifs de cette étude. Parce que les PVA constituent l'unique source de données historiques pour les atolls de Polynésie française et pour les îles caribéennes, cette étude menée à l'échelle pluridécennale repose essentiellement sur des données extraites par photo-interprétation assistée par ordinateur (PIAO) d'une combinaison de PVA et d'images satellites récentes haute résolution. L'étendue spatio-temporelle des séries d'images (PVA et satellites) disponibles change d'un atoll à l'autre (Figure 40 et Figure 41) et d'une île à l'autre. Les caractéristiques des PVA et des images satellites et leur qualité (par exemple, leur résolution) conditionnent directement notre capacité à interpréter et à extraire les données relatives aux indicateurs de la position du trait de côte et au contexte anthropique passé.

Les données d'évolution de surface et de position du trait de côte des îles coralliennes des atolls de Ahe, Takaroa (pour les années 1981, 1984 et 1995) et de Manihi ont été produites dans le cadre de cette thèse. En revanche, pour les atolls de Takaroa (années 1969 et 2013), de Takapoto et de Mataiva, les données utilisées dans cette thèse ont été produites dans le cadre de travaux précédents (Duvat et Pillet, 2017, pour Takapoto ; Duvat et al., 2017a, pour Mataiva). Elles ont été remobilisées dans cette thèse pour étudier l'évolution de la largeur des plages.

L'effort de détection mené sur les différents atolls à l'échelle pluridécennale repose sur une combinaison de PVA et d'images satellites Pléiades (Tableau 5). Bien que les PVA soient généralement en noir et blanc, plusieurs séries d'images ont été réalisées en couleur (Ahe, 1993 ; Manihi, 1993 et 2001 ; Tableau 5), ce qui facilite la démarche de PIAO. Les échelles des PVA varient d'une campagne à une autre (du 1/3000^{ème} au 1/30000^{ème}) et sont fonction de l'altitude à laquelle elles ont été prises. L'échelle a une incidence directe sur la résolution (taille du pixel) des PVA, qui varie de 0,10 m (Ahe, 1993, 1/3 000^{ème}) à 1,20 m (Ahe, 1984, 1/30 000^{ème}) (Tableau 5). Généralement, les séries de PVA qui couvrent les villages et leur périphérie immédiate ont la résolution la plus élevée, car les campagnes de prise de vue ont été menées à faible altitude (échelles du 1/3 000^{ème} au 1/8 000^{ème} ; taille du pixel de 0,10 m à 0,24 m). À l'inverse, les séries de PVA qui couvrent la totalité des atolls ont été réalisées à des altitudes élevées et ont, de fait, des résolutions moindres (échelles du 1/10 000^{ème} au 1/30 000^{ème} ; taille du pixel allant de 0,31 m à 1,20 m).

Pour la période « actuelle », nous avons utilisé des images satellites Pléiades de 2013 et de 2015 produites par le CNES²⁷. Celles couvrant les atolls de Takaroa, Takapoto et Mataiva nous ont été livrées par le Service de l'Aménagement et de l'Urbanisme de la Polynésie française, alors que celles couvrant Ahe et Manihi nous ont été livrées par Airbus DS en deux formats différents. Le

²³ IGN : Institut National de l'information géographique et forestière – Portail « Remonter le temps »

premier format (Ahe), dit en mode « bundle », comporte deux fichiers distincts : une image panchromatique (noir et blanc), à une résolution de 0,50 m et une image multispectrale (composée de quatre bandes spectrales : rouge, vert, bleu et proche infrarouge), à 2 m de résolution. Ces deux images sont prises simultanément par les capteurs Pléiades. Lors de la capture, les images ont une résolution de 0,70 m (panchromatique) et de 2,80 m (multispectrale), et sont rééchantillonnées avant la livraison à 0,50 m et 2 m, respectivement. Pour l'atoll de Manihi, les images ont été livrées dans un second format de fichier : le processus d'affinage panchromatique a été réalisé en amont de la distribution et seule une image « pansharpened » en couleur nous a été livrée (image multispectrale affinée avec l'image panchromatique). La résolution de cette dernière est de 0,50 m (Tableau 5). Avec une résolution de 0,50 m, les images Pléiades panchromatiques comptent parmi les données satellitaires ayant la plus haute résolution²⁴ à l'heure actuelle et sont dites « images à très haute résolution ».

De la même manière, l'effort de détection conduit sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy repose sur deux séries d'images aériennes anciennes (1947, noir et blanc et 1999, couleur) et des images Pléiades récentes (février et septembre 2017, juillet 2018). Les données relatives aux évolutions de long terme (1947-2017, 1947-1999 et 1999-2017) et à la période dite de « réajustement » (septembre 2017-juillet 2018) sont propres à la thèse, tandis que les données qui couvrent la période sous influence cyclonique (février-septembre 2017) ont été générées dans le cadre de travaux collaboratifs (Duvat et al, 2018, pour Saint-Martin ; Pillet et al., 2019, pour Saint-Barthélemy) dans lesquels s'inscrit pleinement cette thèse.

Sur les îles caribéennes, l'échelle de prise de vue des PVA est comprise entre 1/25 000^{ème} et 1/32 000^{ème} ; la résolution (taille du pixel) varie entre 0,31 m (Saint-Martin, 1947) et 1 m (Saint-Martin, 1999 ; Saint-Barthélemy, 1947) (Tableau 5). À l'échelle d'une île et d'une même période, les PVA ont été réalisées à une altitude constante (l'échelle de prise de vue et la résolution sont donc uniforme). Pour la période récente, nous avons utilisé un ensemble d'images satellites Pléiades haute résolution (0,50 m) produites par le CNES, complétées de manière ponctuelle par une image DigitalGlobe (septembre 2017, Saint-Barthélemy ; résolution de 0,20 m) (Tableau 5). Les images Pléiades de l'année 2017 ont été acquises auprès du CNES, tandis que l'image du mois de juillet 2018 a été fournie par l'IGN (Tableau 5).

²⁴ Les images panchromatiques issues du satellite WorldView-4 ont une résolution de 0,31 m (1,24 m pour l'image multispectrale)

	Zone	Date de prise de vue	Type d'images	Échelle	Taille du pixel (m)	Échelle d'exploitation optimale ²⁵	Fournisseur	
Polynésie française - Archipel des Tuamotu	Ahe	14/07/1961	Aériennes N/B	1/20000	0,63 / 0,72	1/1350	SAU ²⁶	
		20/10/1981		1/10000	0,31	1/620		
		27/03/1984		1/30000	1,16/1,20	1/2360		
		26/10/1993		1/15000	0,70	1/1400		
		27/10/1993		Aériennes couleurs	1/3000	0,10		1/200
		06/02/2015		Pléiades (Pansharp.)	/	0,50		1/1000
	Takaroa	08/03/1969 ²⁸	Aériennes N/B	1/20000	0,81	1/1620	SAU	
		21/10/1981		1/25000	0,75	1/1500		
		21/10/1981		1/8000	0,24	1/480		
		22/10/1984		1/30000	0,90	1/1800		
		03/01/1995		1/15000	0,45	1/900		
		03/01/1995		1/4000	0,12	1/240		
	21/09 – 02/10/2013 ²⁸	Pléiades (Pansharp.)	/	0,50	1/1000			
	Manihi	20/10/1981	Aériennes N/B	1/5000	0,15	1/300	SAU	
		27/10/1993	Aériennes couleurs	1/4000	0,12	1/240		
13/10/2001		Pléiades (Panchrom.)	1/15000	0,45	1/900			
07/02/2015		Pléiades (Pansharp.)	/	0,50	1/1000	DINAMIS - CNES		
Takapoto ²⁸	08/03/1969	Aériennes N/B	1/20000	0,79/0,81	1/1600	SAU		
	2013	Pléiades	/	0,50	1/1000			
Mataiva ²⁸	04/02/1976	Aériennes N/B	1/10000	0,46	1/920	SAU		
	01/11/2013	Pléiades (Pansharp.)	/	0,50	1/1000			
Caraïbe – Petites Antilles	Saint-Martin	17/02/1947	Aériennes N/B	1/27000	0,31	1/620	IGN ²⁹	
		29/01/1999	Aériennes couleurs	1/32000	1,00	1/2000		
		12/02/2017	Pléiades (Pansharp.)	/	0,50	1/1000		
		14/09/2017		/	0,50	1/1000		
	Saint-Barthélemy	17/02/1947	Aériennes N/B	1/25000	1,00	1/2000	IGN	
		29/01/1999	Aériennes couleurs	1/31000	0,50	1/1000		
		25/02/2017	Pléiades (Pansharp.)	/	0,50	1/1000		
		10/09/2017		/	0,50	1/1000		
		13/09/2017	DigitalGlobe	/	0,20	1/400		Google Earth Pro
		11/07/2018	Pléiades (Pansharp.)	/	0,50	1/1000		IGN

Tableau 5 – Caractéristiques des photographies aériennes anciennes et des images satellites utilisées. Ces images constituent la donnée source à partir de laquelle les indicateurs de la position du trait de côte ont été extraits. Les images et les données relatives aux atolls de Takapoto, Mataiva (toutes dates) et Takaroa (1969 et 2013) ont été traitées et produites dans le cadre de travaux précédents. Les images (uniquement 2017) et les données (indicateurs trait de côte 2017) relatives aux îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy ont été traitées et produites dans Duvat et al. (2019) et Pillet et al. (2019), respectivement. Pour la Polynésie et la Caraïbe, ces données sont réanalysées et enrichies dans cette thèse. Les dates en gras indiquent les traitements (préparation des images et production de données) propres à la thèse.

²⁵ Échelle d'exploitation optimale calculée selon la méthode empirique de Tobler (1987)

²⁶ SAU : Service de l'Aménagement et de l'Urbanisme de Polynésie française

²⁷ CNES : Centre National d'Études Spatiales

²⁸ Photographies aériennes et images satellites traitées dans le cadre de travaux précédents (Takapoto, Duvat et Pillet, 2017 ; Mataiva, Duvat et al., 2017)

²⁹ IGN : Institut National de l'information géographique et forestière – Portail « Remonter le temps »

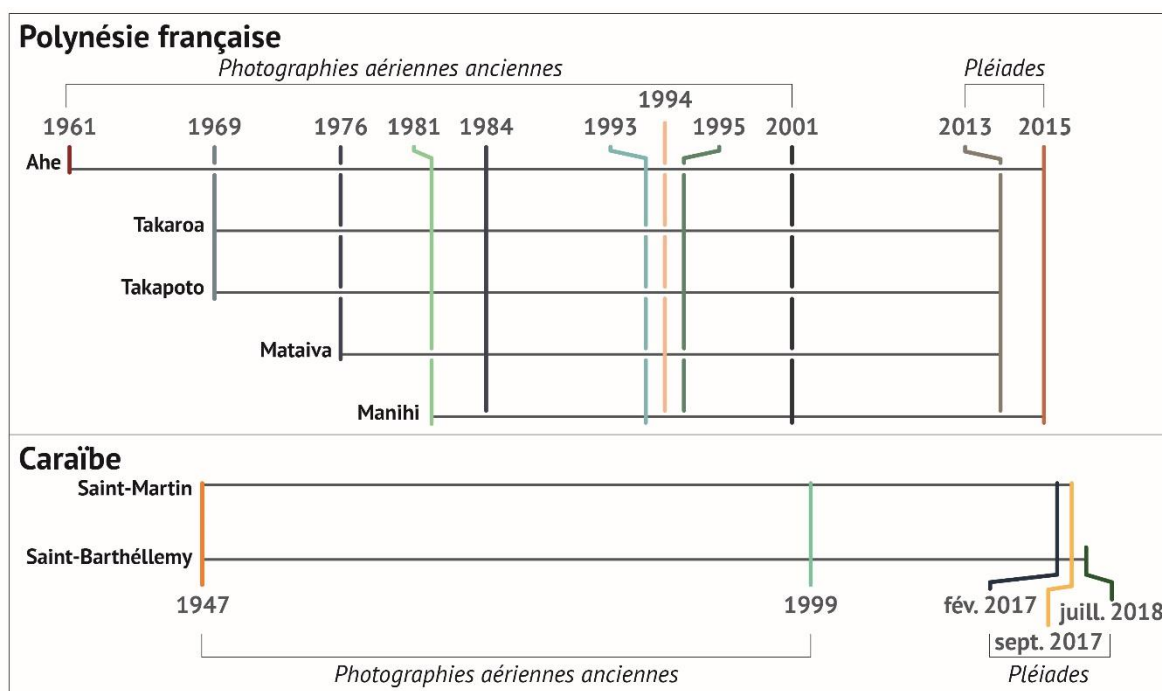


Figure 38 – Étendue temporelle des photographies aériennes anciennes et des images satellites disponibles pour les atolls de l’archipel des Tuamotu et pour les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. Les différentes séries de PVA et d’images satellites disponibles sont symbolisées par les segments de couleur intersectant les lignes de chaque zone d’étude. Par exemple, l’atoll d’Ahe est couvert par les PVA de 1961, 1981, 1984 et 1993 et par l’image satellite 2015. Cette figure illustre également la variabilité inter-atoll de l’étendue temporelle des images d’archive. À l’inverse, les images utilisées à l’échelle pluri-décennale sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy ont une étendue temporelle identique.

1.1. Préparation des données sources

1.1.1. Géoréférencement des photographies anciennes

Les photographies aériennes anciennes livrées au format numérique par le Service de l’Aménagement et de l’Urbanisme de Polynésie française et celles acquises sur le Géoportail de l’IGN pour la Caraïbe ne disposaient d’aucune information de référence spatiale. Il a donc été nécessaire de les géoréférencer. Le processus de géoréférencement est une démarche de positionnement spatial d’un jeu de données raster – ici, les photographies aériennes anciennes – qui permet de lui attribuer des coordonnées géographiques en appliquant une transformation. Il existe de multiples techniques de géoréférencement, dont certaines sont automatisées (ne nécessitent pas d’intervention humaine directe) mais offrent une faible précision. Afin de maximiser l’exactitude du géoréférencement, nous avons opté pour un processus manuel, qui offre une plus grande précision sur les espaces où les points de référence sont formellement identifiables. Pour ce faire, nous avons utilisé la technique des points de calage (ou points de contrôle). Ces derniers, identifiés manuellement, permettent de repositionner les PVA.

Les images satellites Pléiades nous ont été livrées orthorectifiées et nous ont servi de référentiels spatiaux. La méthode des points de calage consiste à identifier une série de repères au sol présents à la fois sur les PVA et sur les images satellites. Cela implique que ces repères aient conservé leur position à travers le temps, donc sur les différentes images traitées.

Cependant, que ce soit sur les atolls, qui sont des territoires isolés et sur lesquels la présence humaine est limitée à certaines îles, ou sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, sur lesquelles la présence anthropique sur les zones côtières basses est récente (en 1947, les cordons littoraux étaient par exemple très peu aménagés), les points de repère d'origine humaine et constants dans le temps (entre autres, infrastructures, édifices historiques ou religieux) - comme on les rencontre communément sur les espaces continentaux - sont sinon inexistant, du moins rares. De plus, sur les atolls, les points de repère conventionnels, tels que les points géodésiques, sont souvent inexistant. Afin de pallier cette difficulté et pour tendre vers une précision maximale et uniforme à l'échelle de l'atoll et des îles caraïbéennes, nous avons privilégié les repères naturels fixes. Sur les atolls, ces points de calage correspondent entre autres aux affleurements de portions de plateforme conglomératique (Figure 39 A), à des mégablocs positionnés sur le platier récifal océanique (Figure 39 B), à des portions de dalle de beachrock visibles en bas de plage ou sur l'avant-plage, et à des constructions coralliennes qui se développent à proximité de la surface (Figure 39 C). Sur les îles caribéennes, nous avons également utilisé les caps rocheux qui enserrant les baies. Bien que les repères naturels aient été privilégiés, car on les retrouve sans difficulté partout à l'échelle de l'atoll et des îles hautes, certains éléments anthropiques (entre autres, angles des quais, Figure 39 D) ont été utilisés dans les zones aménagées (village et proche périphérie). L'obliquité des PVA étant parfois marquée, nous avons exclusivement utilisé des repères situés au sol. Pour chaque image, nous avons utilisé un minimum de 8 points de calage, permettant de translater le jeu de donnée raster sur un plan horizontal vers sa position exacte.

La particularité de la configuration des atolls implique que la zone de superposition entre les PVA et les images satellites sur laquelle des points de repère peuvent être clairement identifiés se limite généralement à la largeur de la couronne récifale. Sur les îles hautes, nous avons privilégié les points de repère situés à proximité des zones côtières et avons proscrit l'utilisation de repères situés dans les hauteurs. Parce que nous étudions ici le comportement des îles coralliennes et des plages des îles hautes et que la précision du géoréférencement est maximale à la position des points de calage, ces derniers ont été uniformément répartis et distribués le long des côtes. Dès lors, la précision du géoréférencement est moindre sur les zones situées en dehors de l'espace de superposition (surfaces océaniques et lagunaires sur lesquelles aucun point de repère n'a pu être identifié pour les atolls et zones internes des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy).

À la fin du processus de géoréférencement, les PVA ont été individuellement rectifiées avec une transformation projective (généralement préconisée pour l'imagerie qui présente une obliquité marquée). Cette dernière étape a permis d'intégrer les informations de référence spatiale de manière permanente aux PVA. Ces dernières ont été projetées en RGPF UTM Zone 6S (EPSG 3297) pour les atolls polynésiens et en RVGEN UTM Zone 20N (EPSG 2203) pour les îles caribéennes.

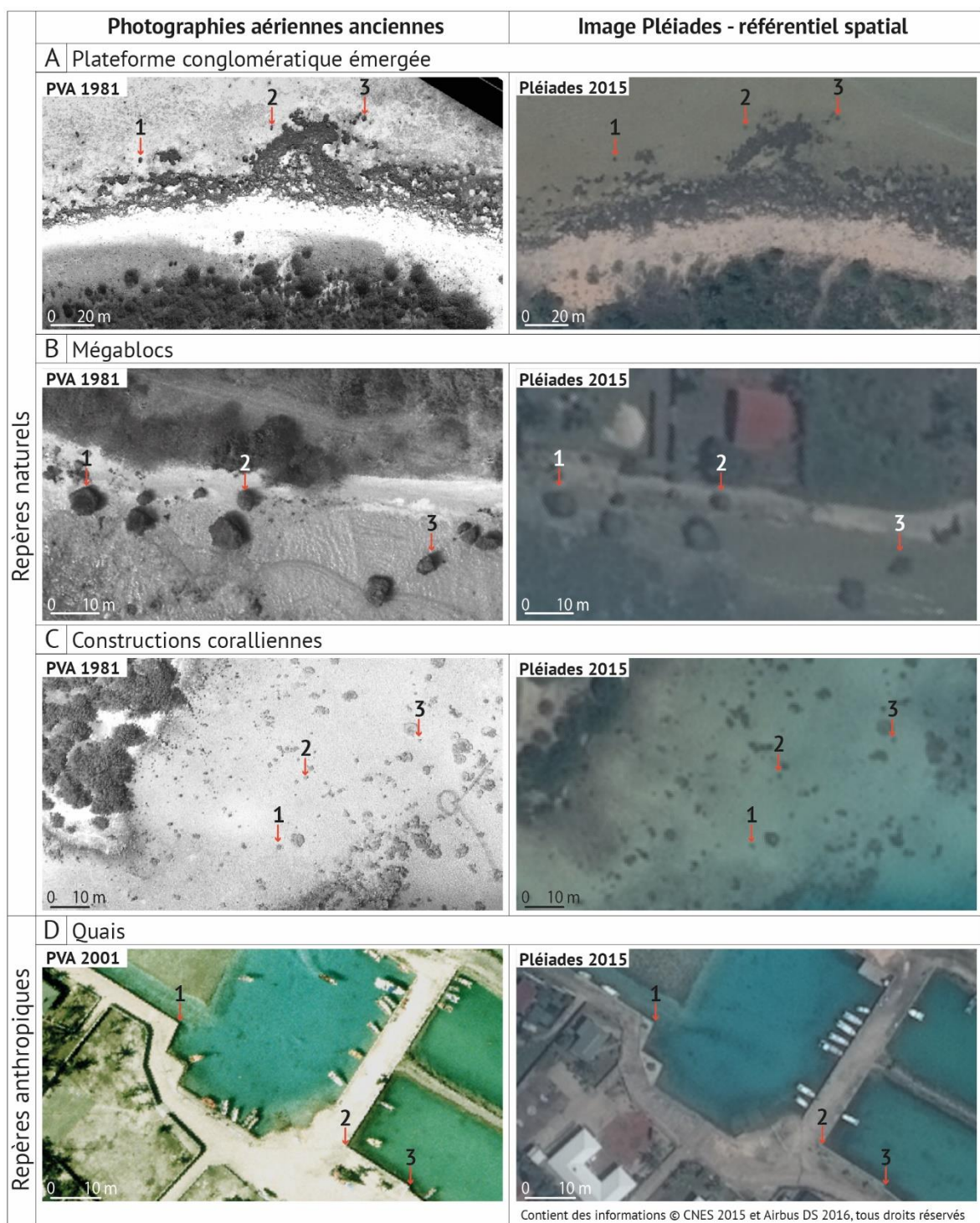


Figure 39 – Repères utilisés dans le processus de géoréférencement des photographies aériennes anciennes. Ici illustrés sur l'atoll de Manihi, les repères numérotés 1, 2 et 3 sont positionnés sur les photographies anciennes et sur l'image satellite Pléiades de 2015 servant de référentiel spatial. Sur ces images, séparées de 34 (A, B et C) et de 14 années (D), on note que ces points de calage se sont maintenus en position et qu'ils sont strictement identiques aux deux dates, condition *sine qua non* pour (1) permettre le géoréférencement et (2) pour maximiser sa précision.

1.1.2. Évaluation de la précision du géoréférencement

La précision du géoréférencement, qui correspond au décalage horizontal (en mètre) entre les PVA et les référentiels spatiaux que constituent les images satellites Pléiades, peut être évaluée en utilisant différentes méthodes. L'une d'entre elles consiste à se référer à l'erreur quadratique moyenne (EQM) qui est automatiquement calculée par le logiciel ArcGIS 10.5 lors du processus de géoréférencement. Cependant, l'EQM ne renseigne pas directement la précision du géoréférencement, mais donne une estimation de l'homogénéité de la transformation. Or, il faut garder à l'esprit qu'une faible valeur d'EQM (proche de 0), n'est pas synonyme d'une bonne précision du géoréférencement. Parce qu'elle aura une incidence directe sur la marge d'erreur globale des évolutions détectées, la qualité du géoréférencement a été évaluée selon une double approche méthodologique, l'une quantitative, l'autre qualitative.

La méthode quantitative consiste à mesurer la distance séparant un ensemble de paires de points positionnées sur les PVA et sur l'image satellite Pléiades. Cette démarche se rapproche, dans sa logique générale, du processus de géoréférencement précédemment décrit dans le sens où elle consiste à identifier précisément des points de repère communs aux images aériennes anciennes et à l'image Pléiades. Il est indispensable de ne pas sélectionner les mêmes repères que ceux ayant servi lors du géoréférencement afin de ne pas biaiser l'évaluation de la précision. Ces points sont répartis uniformément le long des côtes des îles sur chacune des PVA utilisées dans cette étude. Le décalage entre les PVA et l'image satellite correspond à la distance séparant deux repères identiques une fois la transformation réalisée et l'image rectifiée. Cette distance est mesurée à partir des paires de points avec l'outil « proche » du logiciel ArcGIS 10.5. Enfin, les distances mesurées sont moyennées pour chaque image, puis pour chaque millésime (Tableau 6).

La méthode qualitative quant à elle permet de vérifier la cohérence globale du géoréférencement à l'échelle des zones d'étude. La précision étant maximale aux points de calage, il arrive qu'elle décroisse lorsque l'on s'en éloigne. Lorsque le décalage entre les PVA et l'image satellite Pléiades était trop important, le processus de géoréférencement a été réitéré, puis l'image de nouveau rectifiée afin de maximiser la précision globale.

Atoll	Décalage moyen (m)	Écart type (m)
Ahe	1,10	0,48
Takaroa	1,04	0,41
Manihi	0,50	0,23
Takapoto	1,10	0,75
Mataiva	1,33	0,58
Précision globale	0,98	0,45

Tableau 6 – Précision moyenne du géoréférencement des photographies aériennes anciennes pour chaque atoll.

1.1.3. Affinage des images Pléiades pour l'atoll de Ahe

Les images Pléiades distribuées par Airbus DS et acquises via le programme ISIS ont été livrées, pour l'atoll de Ahe, en mode « bundle ». Pour rappel, ce mode d'acquisition implique la livraison de deux images prises simultanément par les capteurs Pléiades. La première est une image panchromatique en noir et blanc, dont la résolution est de 0,50 m, la seconde une image multispectrale en couleur à 2 m de résolution. Afin de faciliter la démarche de PIAO et d'améliorer la précision des données générées, nous avons combiné l'image panchromatique (noir et blanc) haute résolution (0,50 m par pixel) avec la multispectrale (2 m par pixel) sous Envi 5.4 (algorithme de Gram-Schmidt). Ce processus, dit de « pansharpening³⁰ » ou d'affinage panchromatique, est une transformation radiométrique permettant d'obtenir un jeu de données raster multicanaux à la résolution de l'image panchromatique (0,50 m). Le résultat de cette démarche d'affinage panchromatique est une image satellite couleur à très haute résolution. Bien que les bandes multispectrales ne soient pas – et ne puissent être – exploitées pour une analyse spectrale par télédétection, les couleurs facilitent largement la détection de la position des différents indicateurs de trait de côte. De plus, l'amélioration de la résolution de l'image multispectrale (passant ainsi de 2 m à 0,50 m) permet d'accroître la précision des données extraites par PIAO, en réduisant les incertitudes d'interprétation et d'exécution.

1.2. Étendue spatio-temporelle finale

Parce que les campagnes photographiques ont été réalisées à des dates différentes, les séries de PVA ont chacune des emprises spatiales propres. D'abord à l'échelle inter-atolls ou inter-îles³¹, où il arrive que les séries d'images ne couvrent pas systématiquement la totalité des zones d'étude ; ensuite à l'échelle intra-atoll ou intra-île³¹, où les zones couvertes par les plans de vol ne sont pas systématiquement identiques d'une campagne à une autre. De plus, des facteurs extérieurs peuvent contraindre et réduire l'étendue des zones couvertes par les PVA, comme c'est le cas lorsque les images ont été prises dans des conditions climatiques défavorables et que certaines portions de côte sont masquées par une forte nébulosité, qui peut empêcher la détection visuelle de la position du trait de côte. Ces zones ont été exclues de l'étude.

L'effort de détection du trait de côte réalisé dans cette thèse repose d'abord sur une approche standard de comparaison de la position des indicateurs du trait de côte entre deux dates ; ainsi, le facteur qui détermine l'étendue des zones d'étude pour chaque période est la couverture commune de deux séries successives d'images, condition requise pour détecter les évolutions entre deux dates. Les emprises spatiales des séries de PVA et des images satellites Pléiades sont présentées dans les Figure 40 et Figure 41 en fonction de l'année de prise de vue.

L'étendue temporelle des périodes d'étude, conditionnée par la fréquence des campagnes photographiques, varie en fonction des atolls. Les périodes d'étude sont présentées pour tous les atolls sur la Figure 42. Elles varient de 34 à 54 années, respectivement pour Manihi (1981-2015) et Ahe (1961-2015), avec une période d'étude de 44 années pour les atolls de Takaroa et Takapoto

³⁰ Pansharpening : Contraction de « Panchromatic » et de « Sharpening ».

³¹ Le terme île désigne ici Saint-Martin et Saint-Barthélemy

(1969-2013) et de 37 années pour Mataiva (1976-2013). La fréquence de réalisation des campagnes de prise de vue sur les dernières décennies nous offre la possibilité de subdiviser ces périodes globales en sous-périodes. Par exemple, pour l'atoll de Ahe, quatre périodes successives ont pu être distinguées : 1961-1981, 1981-1984, 1984-1993 et 1993-2015 (Figure 42).

De la même manière, les périodes d'étude pour les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy sont présentées dans la Figure 43. À l'échelle pluridécennale, l'étendue temporelle d'étude est identique sur les deux îles et s'étend de février 1947 à février 2017 (70 années). Cette période de sept décennies est subdivisée en deux périodes successives. La première s'étend de février 1947 à janvier 1999 et couvre 52 années d'évolution, la seconde débute en janvier 1999 et s'achève en février 2017 (18 années). Des images Pléiades récentes (février 2017 et septembre 2017) permettent également de détecter les impacts des cyclones de septembre 2017 sur les littoraux de ces deux îles. Sur Saint-Barthélemy, une image Pléiades de Juillet 2018 permet d'évaluer le réajustement planimétrique des systèmes sédimentaires côtiers sur une période de 10 mois (septembre 2017-juillet 2018).

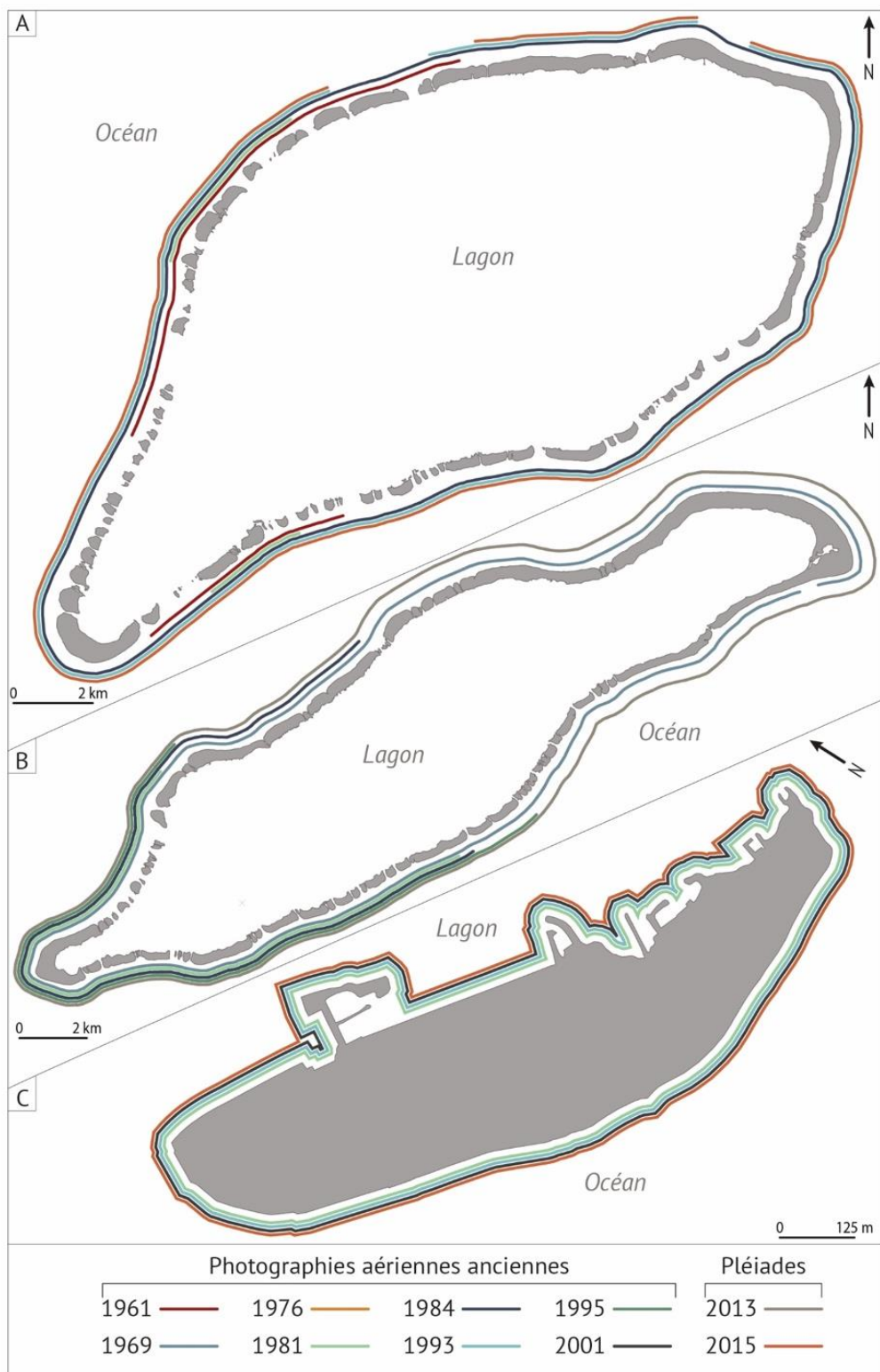


Figure 40 – Emprise spatio-temporelle des photographies aériennes anciennes et des images satellites Pléiades utilisées pour les atolls de Ahe (A), Takaroa (B) et sur l'île village de l'atoll de Manihi (C). La couverture spatiale des images (PVA et satellites) n'est pas continue dans l'espace, aussi certaines portions de côte n'ont-elles pu être traitées (notamment en raison de plans de vols disparates d'une année à l'autre ou d'une nébulosité importante). Chaque ligne illustre la couverture globale des PVA ou des images satellites pour une date donnée. La comparaison de la couverture commune de deux lignes à des dates successives indique les portions de côte sur lesquelles les évolutions ont été détectées à chaque période.

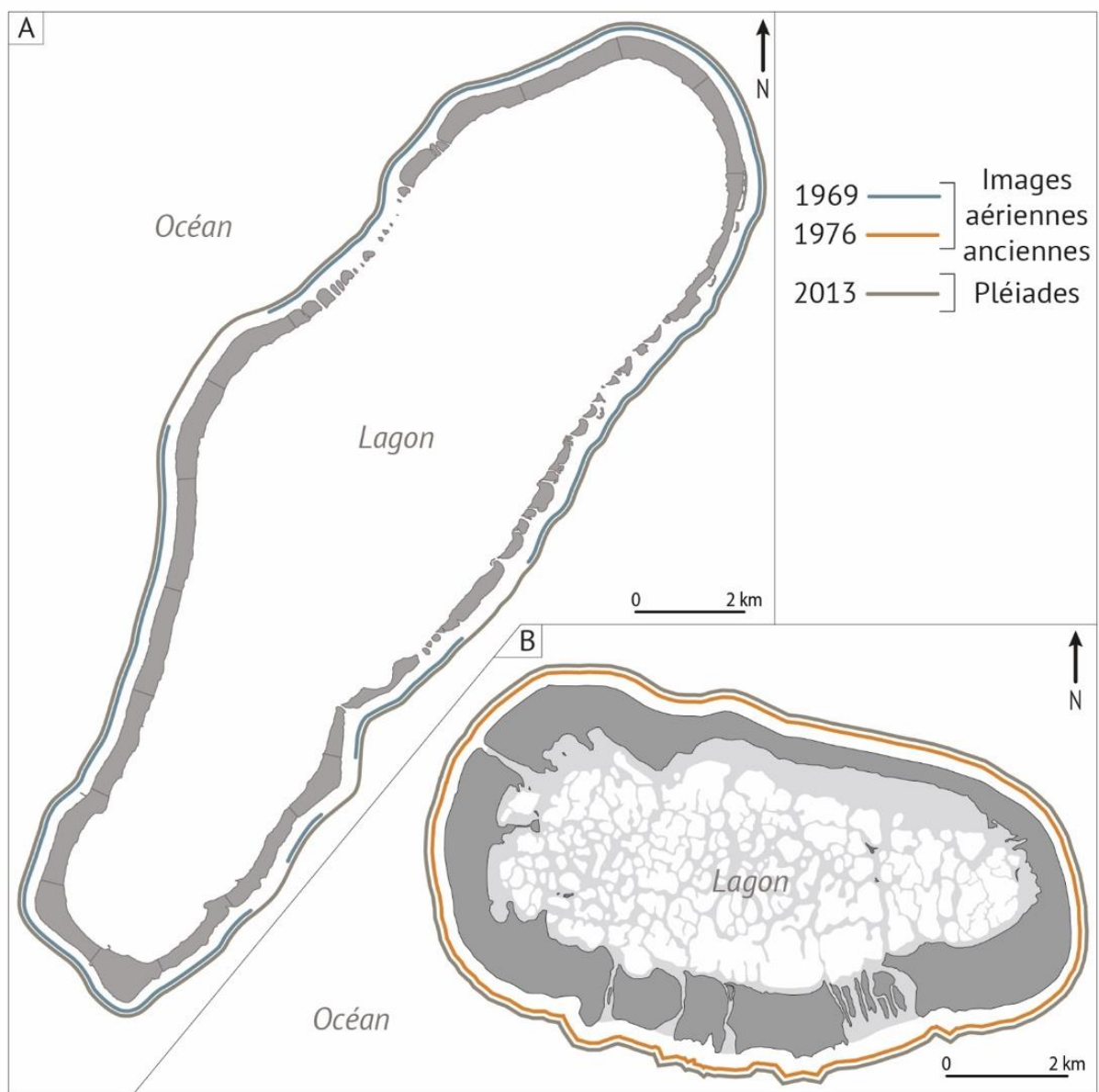


Figure 41 – Emprise spatio-temporelle des photographies aériennes anciennes et des images satellites Pléiades traitées dans le cadre de travaux précédents pour les atolls de Takapoto (A) et de Mataiva (B), et qui ont servi à l'extraction des données de largeur des plages. Chaque ligne illustre la couverture globale des PVA ou des images satellites pour une date donnée. La comparaison de la couverture commune de deux lignes à des dates successives indique les portions de côte sur lesquelles les évolutions ont été détectées à chaque période.

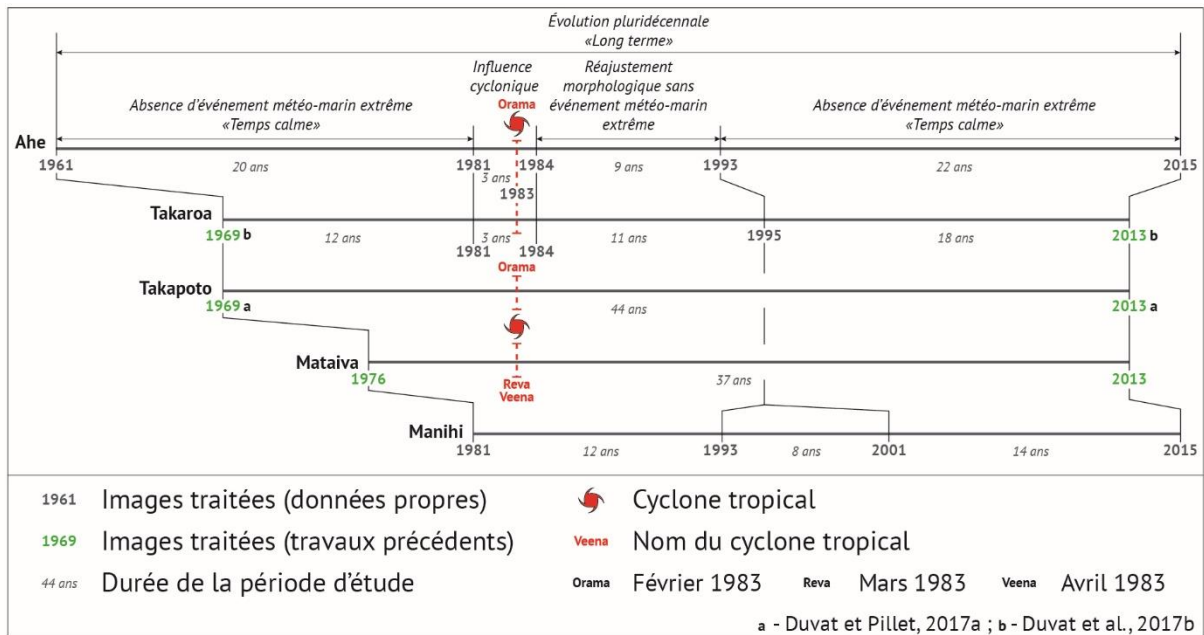


Figure 42 – Synthèse des périodes d'étude sur lesquelles la détection de la position du trait de côte a été réalisée en Polynésie. Les évolutions détectées se sont produites dans un contexte climatique spécifique, renseigné sur cette figure. Cinq cyclones tropicaux ont touché la Polynésie française en 1983 ; trois d'entre eux sont passés à proximité immédiate des atolls étudiés. La majorité des PVA et des images satellites a été traitée dans le cadre de cette thèse, bien que certaines dates soient issues de travaux précédents (dates renseignées en vert sur la figure). Les données issues de ces travaux précédents ont fait l'objet d'une réanalyse complète.

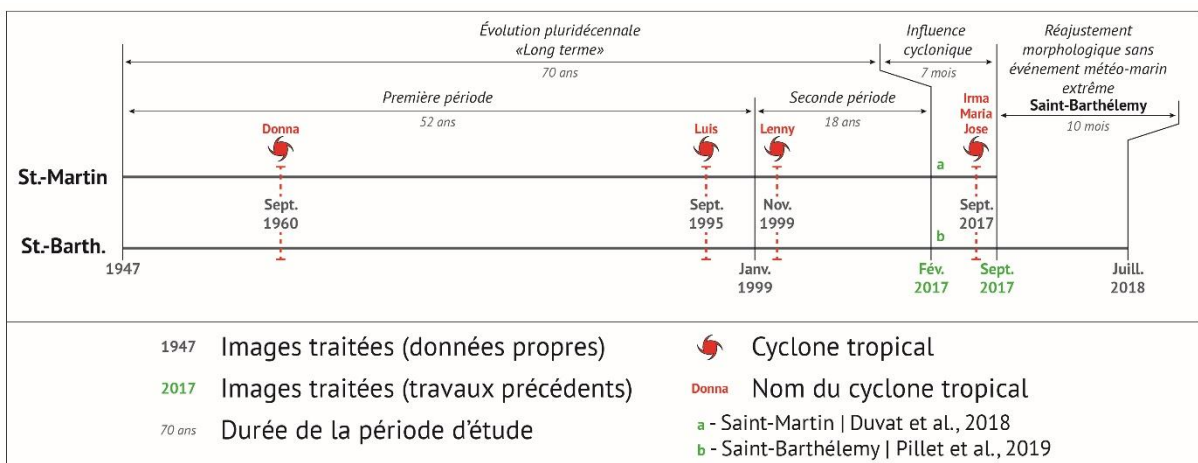


Figure 43 – Synthèse des périodes d'étude sur lesquelles la détection de la position du trait de côte a été réalisée dans la Caraïbe. Les évolutions détectées se sont produites dans un contexte climatique spécifique, renseigné sur cette figure. Quatre cyclones majeurs (cat. 4 et 5) ont touché les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy entre 1947 et 2017. La majorité des PVA et des images satellites a été traitée dans le cadre de cette thèse, bien que certaines dates soient issues de travaux précédents (dates renseignées en vert sur la figure). Les données issues de ces travaux précédents ont fait l'objet d'une réanalyse complète.

2. Interprétation et numérisation des indicateurs de position du trait de côte

2.1. Définitions

Les travaux menés ces dernières années dans le cadre des projets RÉOMERS (13 – MRES-RDT-1-CVS-022) et STORISK (ANR-15-CE03-0003), sur l'élaboration, la définition et les modalités d'interprétation des indicateurs de position du trait de côte à partir de PVA et d'image satellites (Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a ; Duvat et al., 2017b), ont posé un cadre méthodologique qui a été repris dans cette thèse et appliqué à de nouvelles zones d'étude.

Seule une étude multi-indicateurs permet de capturer le large spectre des évolutions et de leurs facteurs causaux. C'est pourquoi, dans le prolongement des travaux développés dans les projets RÉOMERS et STORISK, nous utiliserons dans cette thèse trois indicateurs de position du trait de côte : la limite de végétation, la ligne de stabilité et le pied de plage.

2.1.1. La limite de la végétation

Marqueur de stabilité, elle est considérée par certains (Ford, 2012 ; Holdaway et Ford, 2019) comme étant le seul indicateur fiable pour détecter les évolutions de moyen et long terme, car elle est peu encline aux évolutions de court terme. Cependant, bien que peu soumise aux variations saisonnières, la limite de la végétation n'en reste pas moins très exposée aux impacts des houles et des vents cycloniques ; en ce sens, elle constitue également un indicateur fiable dans la démarche de détection des impacts des cyclones tropicaux (Duvat et al., 2017a, 2017b). L'intégrer à notre étude permet également de favoriser la comparabilité des résultats avec les études précédentes.

Par définition, cet indicateur correspond à la limite externe des zones végétalisées les plus denses se développant sur les parties émergées et stabilisées des îles coralliennes et des systèmes sédimentaires côtiers (Figure 44 et Figure 45). Cette définition implique que la végétation clairsemée (psammophile ou halophile) qui colonise les extrémités des îles (les hoas, la partie distale des flèches sableuses par exemple en Polynésie) ou les abords des chenaux ouverts dans les cordons sableux (Caraïbe) est exclue. Lorsque la végétation est peu dense le long des côtes océaniques et lagunaires, seuls les alignements d'individus suffisamment développés ont été inclus.

Cependant, la limite de la végétation, qui est un indicateur écologique, présente un certain nombre de limites, tant sur les côtes naturelles que sur les côtes anthropisées. Sur les côtes océaniques naturelles des îles coralliennes dominées par une forte énergie, la limite de la végétation ne correspond pas systématiquement à la zone stabilisée de l'île (Duvat et Pillet, 2017). En fonction des configurations morphologiques, il arrive que l'on rencontre à l'arrière des plages océaniques exposées des champs de blocs coralliens grossiers et noircis. Bien que ces champs de blocs ne soient pas végétalisés, ils n'en sont pas moins stables sur le moyen à long terme (Duvat et Pillet, 2017) (Figure 44). Sur les côtes anthropisées des îles coralliennes ou des îles hautes, le tracé de la limite de végétation peut être localement modifié par des zones de défrichement, où la végétation côtière a été tout ou en partie retirée par l'homme, entraînant un recul artificiel de cet indicateur. De plus, dans les zones les plus urbanisées, la limite de la

végétation, telle que définie précédemment, exclut systématiquement les ouvrages et les aménagements, alors que ces derniers peuvent participer significativement aux évolutions de la surface stabilisée des îles coralliennes et de la morphologie côtière (Figure 44 et Figure 45).

Pour pallier ces limites, nous incluons un second indicateur de la position de trait de côte : la ligne de stabilité.

2.1.2. La ligne de stabilité

La ligne de stabilité est complémentaire de la limite de végétation, dans le sens où elle permet d'intégrer les zones stabilisées non végétalisées d'arrière-plage des îles coralliennes (champs de blocs) et les éléments anthropiques (Duvat et al., 2016b ; Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a).

En fonction des caractéristiques éco-morphologiques, la ligne de stabilité correspond, sur les côtes naturelles des îles coralliennes, soit à la limite de la végétation, soit à la limite externe des champs de blocs coralliens rencontrés sur les faces océaniques exposées. Dans ce dernier cas, la ligne de stabilité marque la limite entre la zone active qu'est la plage – dont les matériaux sont mobilisés au quotidien sous l'action des agents marins et éoliens qui commandent la dynamique du littoral – et la zone stabilisée du système insulaire – dont les matériaux ne sont remaniés qu'exceptionnellement lors d'un événement météo-marin de forte intensité (Figure 44 A et B). Les champs de blocs peuvent localement atteindre plusieurs dizaines de mètres de largeur. Ils sont stables à l'échelle pluridécennale. Du fait de leur largeur, ces zones peuvent atteindre des surfaces non négligeables ; ne pas les inclure reviendrait alors à sous-estimer significativement la surface stabilisée des îles sur lesquelles on les rencontre. Sur les côtes naturelles des îles hautes, la ligne de stabilité correspond à la limite de végétation.

Sur les côtes artificialisées, la ligne de stabilité correspond à la base (limite externe) des ouvrages et des aménagements. Cet indicateur permet donc d'intégrer à la surface stabilisée des îles coralliennes les zones remblayées et les portions de côte fixées, qui participent localement de manière significative à l'évolution (Figure 44 A et C, Figure 45) et à la rigidification du trait de côte.

2.1.3. Le pied de plage

La plage constitue, avec les flèches sableuses, la partie la plus dynamique et la plus mobile du système insulaire et du système sédimentaire côtier. Il arrive que la plage subisse des changements marqués (évolution de son budget sédimentaire et de sa largeur), sans que cela entraîne une réponse de la limite de végétation ou de la ligne de stabilité (Mann et Westphal, 2014 ; Duvat et Pillet, 2017). De plus, la plage favorise les échanges sédimentaires entre le récif et le platier récifal et les îles (Duvat et Pillet, 2017), ou entre l'avant-plage et le système sédimentaire côtier dans le cas des îles hautes, aussi est-il primordial de l'intégrer à notre étude, en utilisant le pied de plage comme indicateur de trait de côte.

Par définition, le pied de plage marque la limite entre les sédiments non consolidés constituant le corps de la plage et le platier récifal ou la plateforme conglomératique sur les îles coralliennes (Figure 44) (Kench et Brander, 2006 ; Rankey, 2011 ; Biribo et Woodroffe, 2013 ;

Mann et Westphal, 2014 ; Duvat et Pillet, 2017) ou entre le corps de la plage et l'avant-plage sur les îles hautes (Figure 45). Sur les faces océaniques des îles coralliennes, le pied de plage constitue une limite morphologique abrupte entre la surface subhorizontale du platier récifal et la plage, dont la pente peut être plus ou moins prononcée. Généralement, sur ces côtes, la limite entre la plage et le platier récifal est nette sur les PVA et les images satellites. Sur les côtes lagunaires, cette limite est plus difficile à détecter, en raison de la faible largeur des plages et de la présence d'une végétation côtière surplombant ces dernières. Sur les îles hautes, le déferlement des houles à la côte peut également contraindre la détection de la position du pied de plage. Le pied de plage n'est donc numérisé que lorsque sa position est clairement détectable (Duvat et Pillet, 2017).

Parce que la plage est la première partie du système sédimentaire à être exposée aux agents de forçage marins, détecter les évolutions de la position du pied de plage peut théoriquement permettre de détecter une éventuelle réorganisation sédimentaire due à l'élévation du niveau de la mer. Néanmoins, cet indicateur qui, comme les précédents, relève d'une approche planimétrique des changements, ne fournit aucune indication sur les évolutions volumétriques et topographiques de la plage.

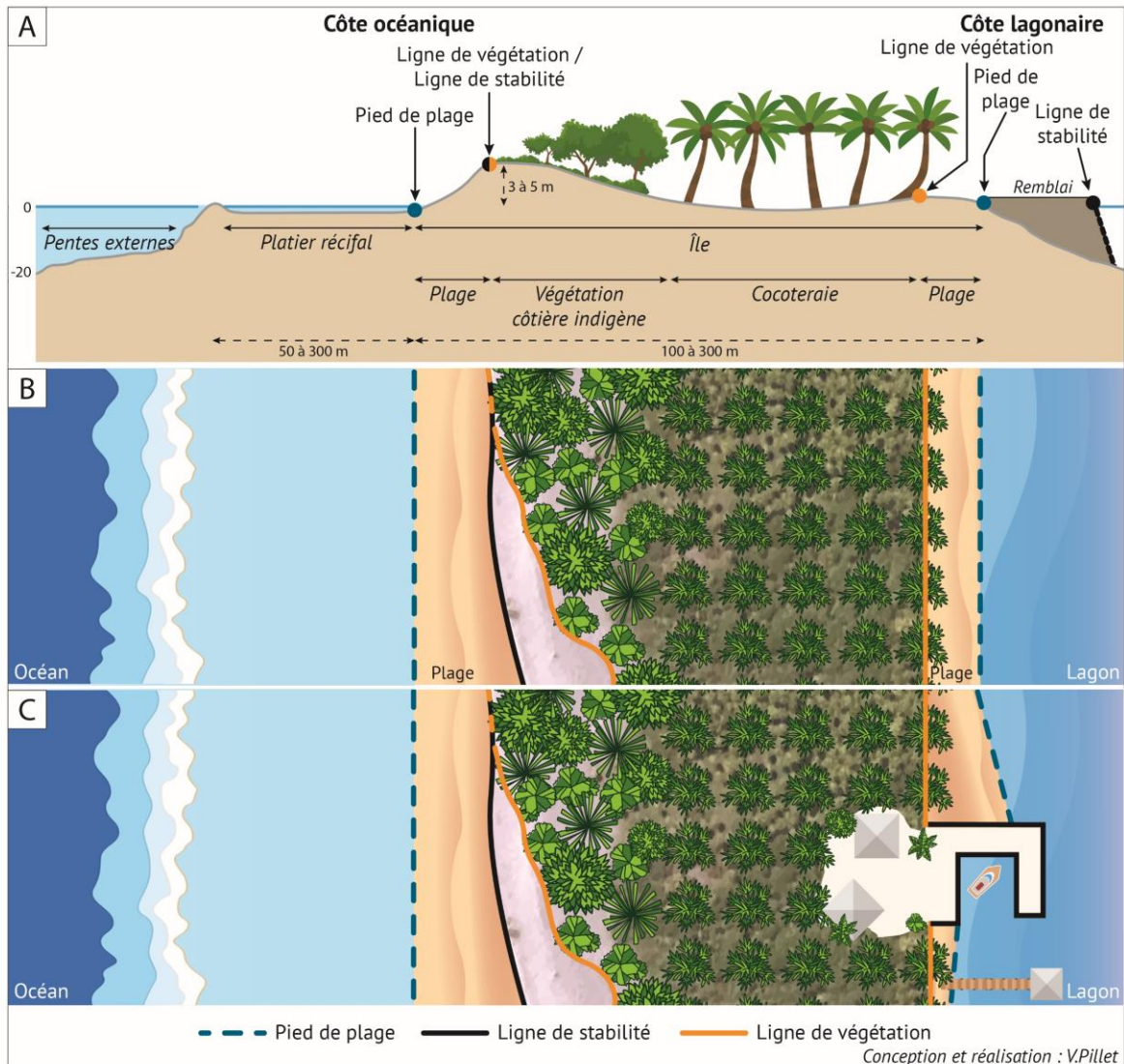
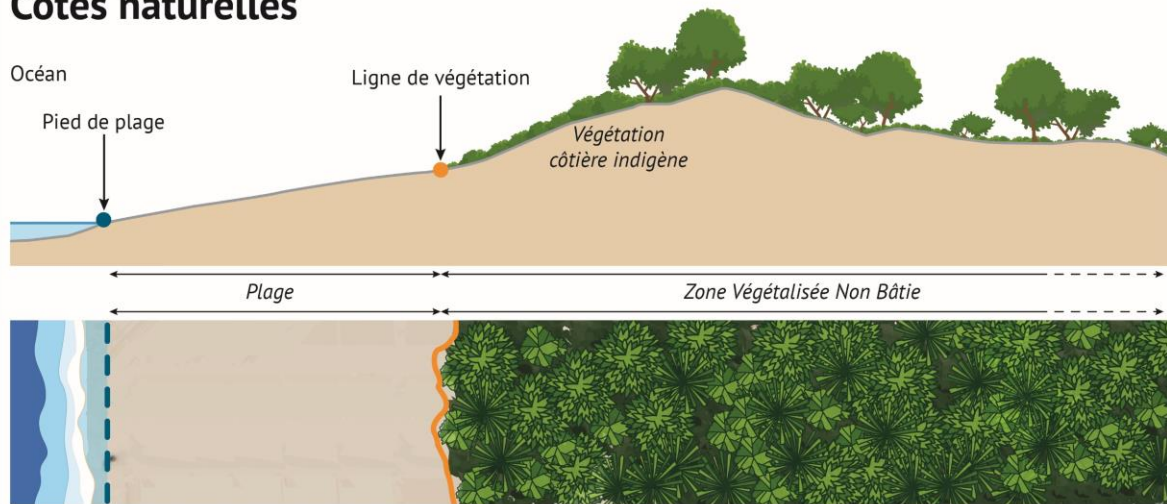
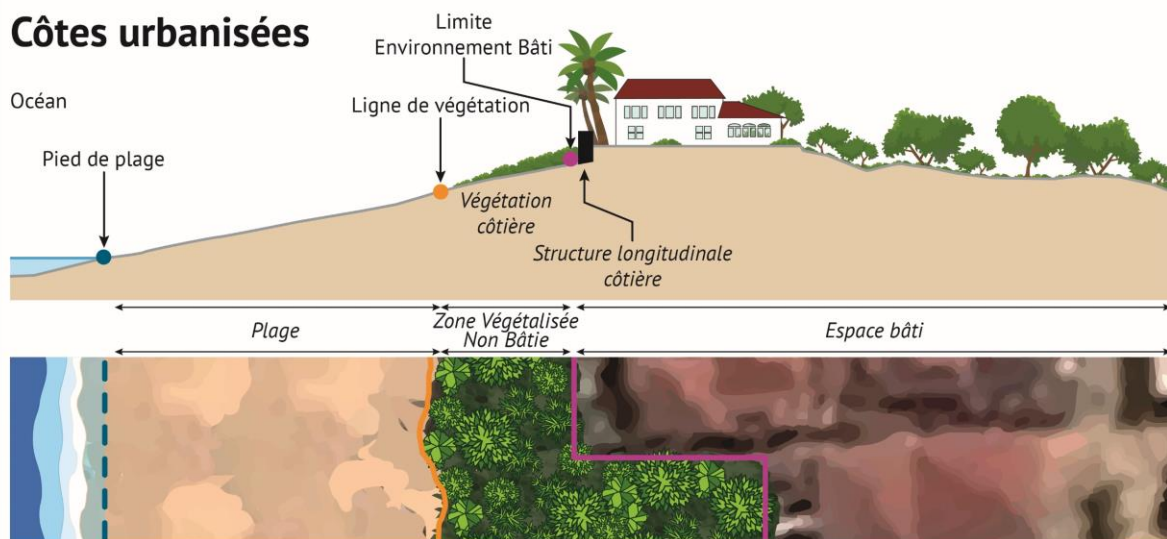


Figure 44 – Indicateurs de la position du trait de côte numérisés par photo-interprétation et employés dans cette thèse sur les îles coralliennes d'atolls. (A) positionnement des indicateurs de position du trait de côte sur une coupe schématique d'île corallienne d'atoll du Pacifique. Sur la face océanique, de l'océan vers l'intérieur de l'île corallienne, on trouve le pied de plage, la ligne de végétation et la ligne de stabilité (marquant la limite entre la zone active de la plage et la zone stabilisée d'arrière-plage). Sur la face lagonaire, se succèdent, du lagon vers l'intérieur de l'île, le pied de plage, la ligne de végétation et, là où des remblais ou des ouvrages ont été implantés, la ligne de stabilité. (B) et (C), vues en plan d'îles aux côtes naturelles et modifiées par l'homme, respectivement. (B) et (C) illustrent les indicateurs de position du trait de côte retenus en fonction des configurations. N.B. Les proportions verticales et horizontales ne sont pas respectées.

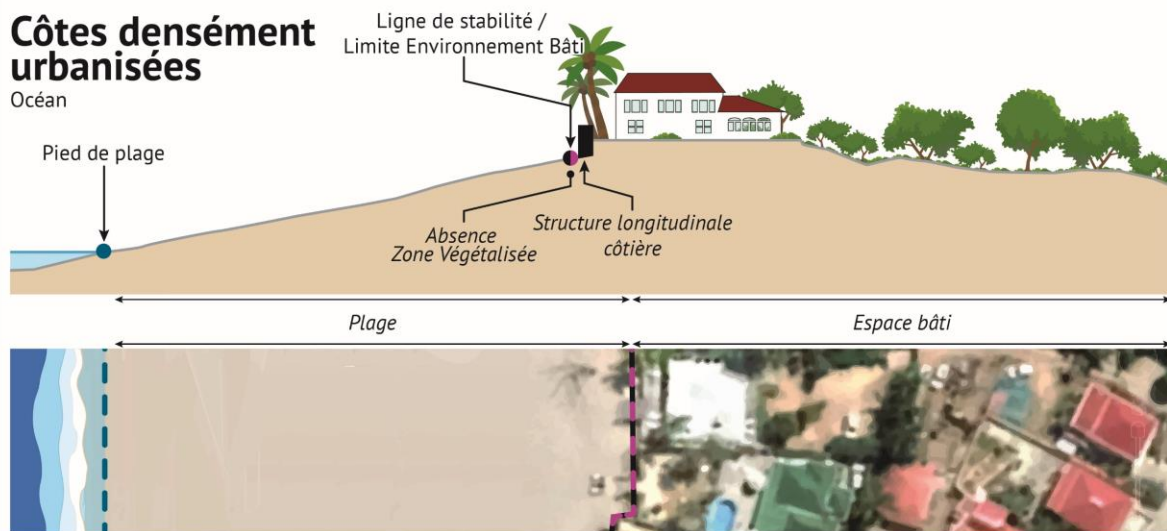
Côtes naturelles



Côtes urbanisées



Côtes densément urbanisées



— Ligne de végétation — Ligne de stabilité — Pied de plage — Limite Environnement Bâti

Les profils de plage sont illustratifs. Les proportions horizontales et verticales ne sont pas respectées. Conception et réalisation : V.Pillet

Figure 45 – Indicateurs de la position du trait de côte numérisés par photo-interprétation et utilisés dans cette thèse sur les systèmes sédimentaires côtiers des îles caribéennes. Ces coupes et ces vues en plan illustrent les indicateurs retenus selon le degré d'anthropisation des côtes. De l'océan vers l'intérieur de l'île se succèdent le pied de plage et la ligne de végétation (sur les côtes naturelles) ou la ligne de stabilité (sur les côtes artificialisées). La largeur de la zone végétalisée correspond à la distance séparant la ligne de végétation et la limite de l'environnement bâti. Cette dernière marque la limite des premières constructions longitudinales situées sur le haut de plage ou l'arrière-plage.

2.2. Interprétation et numérisation des indicateurs de position du trait de côte

2.2.1. Procédure de numérisation

La procédure d'exécution du processus de numérisation est identique pour tous les indicateurs de position du trait de côte utilisés dans cette thèse. Les données relatives aux indicateurs ont été extraites par photo-interprétation assistée par ordinateur (PIAO) à partir des PVA géoréférencées et des images satellites. Le processus d'interprétation et de numérisation du trait de côte a été conduit par un opérateur unique (pour les atolls de Ahe, Manihi et Takaroa³² et pour les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy) sous le logiciel ArcGIS 10.5. Le fait que le trait de côte soit numérisé par un seul opérateur améliore la cohérence d'interprétation et d'exécution aux échelles inter-atolls et intra-atoll ou inter-îles et intra-île, notamment entre les différentes séries d'images. Cette démarche de PIAO revêt de multiples avantages. D'abord, elle offre la possibilité de générer des données historiques à l'échelle pluridécennale qui jusqu'alors n'existaient pas sur ces îles. Ensuite, cette méthode permet de couvrir une longueur significative de trait de côte tout en minimisant le temps nécessaire à ce processus, ce que ne permettent par exemple pas les relevés de terrain, sans compter qu'elle offre aussi le meilleur rapport coût/bénéfice (Holdaway et Ford, 2019).

Afin de garantir une cohérence globale de précision des données extraites des PVA et des images satellites, la numérisation des indicateurs a été exécutée à une échelle constante de 1/1000^{ème}. Cette dernière nous permet d'avoir une échelle d'interprétation et d'exécution cohérente et similaire pour toutes les séries d'images, quels que soient leur type ou leur résolution. Cependant, là où des difficultés d'interprétation de la position du trait de côte ont été rencontrées, l'opérateur a localement augmenté l'échelle (sans pour autant dépasser 1/600^{ème}), selon ce qu'autorisait la résolution des images. Selon Tobler (1987, in Holdaway et Ford, 2019), l'échelle optimale de numérisation (D_{ϵ}) est conditionnée par la résolution de l'image ; elle peut être calculée selon la formule suivante $D_{\epsilon} = (2 \times Rés.) \times 1000$ ³³. Ainsi, pour le jeu d'images dont nous disposons en Polynésie, la taille du pixel variant de 0,10 m (Ahe, 1993) à 1,20 m (Ahe, 1984), l'échelle de numérisation optimale sera comprise entre de 1/200^{ème} et 1/2360^{ème}, respectivement (Tableau 5). De la même manière dans la zone caribéenne, la taille du pixel variant de 0,20 m (Saint-Barthélemy, septembre 2017) à 1 m (Saint-Martin, 1999 et Saint-Barthélemy, 1947), l'échelle de numérisation optimale sera comprise entre de 1/400^{ème} et 1/2000^{ème} (Tableau 5).

Pour chaque indicateur et pour chaque date, un fichier vecteur polygones a été créé dans une géodatabase fichiers (GDB, format propriétaire d'ESRI). Toutes les entités générées sont projetées en RGPF UTM Zone 6S (EPSG 3297) en Polynésie et en en RVGEN UTM Zone 20N (EPSG 2203) pour les îles caribéennes.

³² Pour l'atoll de Takaroa, les indicateurs de la position du trait de côte ont été numérisés par un opérateur unique pour les années 1981, 1984 et 1995. Les données des années 1969 et 2013 ont été générées dans le cadre de travaux précédents (Duvat et al., 2017a) par un autre opérateur.

³³ Avec D_{ϵ} = Dénominateur d'échelle de numérisation ; Rés. = résolution de l'image, taille du pixel.

2.2.2. Difficultés rencontrées lors de la numérisation des indicateurs de position du trait de côte

Le processus d'interprétation et de numérisation des indicateurs de position du trait de côte n'a, de manière générale, pas posé de problème majeur à l'échelle des atolls et des îles hautes traités. Cependant, parce que la qualité des PVA et des images n'est pas constante, l'exercice de photo-interprétation peut dans certains cas très localisés, demander une attention particulière afin de limiter les erreurs d'interprétation. Les difficultés rencontrées sont essentiellement de deux ordres : elles sont soit inhérentes aux caractéristiques et à la qualité des photographies aériennes et des images satellites, soit associées aux spécificités du milieu (Tableau 7). Dans le premier cas, c'est essentiellement la surexposition de certaines images qui a limité notre capacité d'interprétation. En effet, les images argentiques numérisées (PVA) présentent localement une surexposition intrinsèque qu'il n'est pas possible de résoudre. Cette dernière impacte essentiellement le bas des plages océaniques et lagonaires ; le faible contraste, associé au reflet du soleil sur l'eau, rend difficile l'interprétation de la position du pied de plage. Les autres indicateurs ne sont cependant pas impactés, car les contrastes sont plus prononcés entre les zones végétalisées et les sols nus (limite de végétation), et entre la zone active de la plage - composée de sédiments clairs - et l'arrière-plage stabilisée - recouverte de champs de blocs grisâtres (ligne de stabilité). La surexposition n'est généralement pas uniforme à l'échelle de l'image et présente un gradient nord-sud ou ouest-est selon les cas. Néanmoins, le taux de recouvrement significatif entre deux images successives d'une même série a permis, en sélectionnant les images les plus adaptées, de maximiser la longueur de côte traitée. Là où l'exposition était trop forte, le pied de plage n'a pas été numérisé afin de limiter toute erreur d'interprétation. Les images anciennes, capturées depuis un aéronef, ne sont pas toujours strictement verticales par rapport au sol. Ainsi, il arrive que des images présentent une obliquité importante, complexifiant l'interprétation de la position de la limite de végétation et de la ligne de stabilité, notamment sur la côte lagonaire, où la végétation surplombe parfois la plage. En revanche, le pied de plage n'est pas directement impacté par l'obliquité des PVA. Enfin, bien qu'elle soit directement liée aux conditions météorologiques locales, la nébulosité impacte ponctuellement la qualité des PVA et des images satellites. Localement, la densité de la couverture nuageuse est telle qu'elle masque complètement les côtes. Dans ce cas, les indicateurs, qui peuvent tous être impactés, n'ont pas été numérisés.

En second lieu, il arrive que les spécificités du milieu compliquent la démarche d'interprétation de la position du trait de côte par PIAO. Ces milieux, où les caractéristiques géomorphologiques, écologiques et anthropiques sont en perpétuelle interaction, sont d'une grande complexité. Ainsi, entre la définition théorique des indicateurs et la réalité, l'opérateur peut être confronté à des difficultés qu'il doit traiter avec rigueur. Les caractéristiques géomorphologiques des îles coralliennes d'atolls et des systèmes sédimentaires côtiers des îles hautes nécessitent une attention particulière pour ne pas faire d'erreur d'interprétation de la position des indicateurs de du trait de côte. Par exemple, la présence de formations rocheuses affleurant en bas de plage (beachrock, conglomérat récifal) complexifie la numérisation du trait de côte (Tableau 7). Dans ce cas, le pied de plage ne correspond donc plus à la limite entre les

sédiments libres et le platier récifal, mais à la limite supérieure des formations indurées présentes en bas de plage. Les caractéristiques écologiques appellent à une rigueur toute particulière lors du processus de numérisation. Sur les côtes lagonaires des atolls, la végétation est généralement haute et surplombe des plages de faible largeur. Dominée par des cocotiers (qui sont sinon absents, du moins rares sur la côte océanique), la végétation côtière peut localement induire des erreurs d'interprétation (limite de végétation, ligne de stabilité) conséquentes côté lagon. En effet, il n'est pas rare que le cocotier ait un tronc très incliné, ce qui favorise les erreurs de positionnement, pouvant aller jusqu'à plusieurs mètres (la limite de végétation correspond à la base du tronc et non à la sommité de l'arbre). De plus, les cocotiers peuvent atteindre une hauteur significative, ayant pour conséquence de créer une ombre portée sur le sol. Dans ce cas, les PVA noir et blanc ne facilitent pas la démarche d'interprétation puisque ombre et cime des arbres se confondent dans des tonalités monochromes. Seules une optimisation des contrastes et une correction gamma des PVA permettent alors de différencier avec certitude l'ombre de la végétation. Sur les atolls, la végétation peut aussi être un obstacle à l'interprétation de la position du trait de côte dans les hoa, où la présence d'individus pionniers de faibles hauteur et densité rend difficile la distinction avec certitude des zones stabilisées du système insulaire.

Enfin, parce que l'homme a une emprise non négligeable sur les îles coralliennes et sur les plages des îles hautes, ses activités peuvent localement induire des incertitudes quant à la position des indicateurs de trait de côte. C'est notamment le cas pour la limite de la végétation lorsque des zones ont été défrichées ou pour la ligne de stabilité lorsque la côte est occupée par une succession d'ouvrages et d'aménagements hétérogènes (en termes de types d'ouvrages et d'aménagements, mais aussi concernant les matériaux qui les composent) et de petite taille. L'interprétation de la position du trait de côte étant conduite sur des PVA anciennes, il arrive que la qualité de ces dernières ne permette pas de distinguer avec certitude la position des indicateurs ou la nature des côtes.

Caractéristiques et qualité des images aériennes	Spécificités du milieu
<p>Surexposition</p> <ul style="list-style-type: none"> • Bas de plage océanique ou lagonaire surexposés (PP). <p>Obliquité (LS, LV)</p> <p>Conditions atmosphériques</p> <ul style="list-style-type: none"> • Nébulosité importante (LS, LV, PP). 	<p>Géomorphologie / hydrologie</p> <ul style="list-style-type: none"> • Formations rocheuses en bas de plage (beachrock, conglomérat) (PP) ; • Saupoudrage sédimentaire sur le conglomérat et le haut de plage de la face océanique (LS, PP) ; • Fort hydrodynamisme en bas de plage et dans les hoas (PP). <p>Végétation</p> <ul style="list-style-type: none"> • Inclinaison des troncs de cocotiers (<i>Cocos nucifera</i>) (LS, LV, PP) ; • Ombre portée induite par la végétation la plus élevée en haut de plage (<i>Cocos nucifera</i>), notamment sur les images monochromes (LS, LV, PP) ; • Végétation pionnière et éparse se développant dans les hoas ou dans les chenaux (LS, LV). <p>Anthropique</p> <ul style="list-style-type: none"> • Défrichement (LV) ; • Succession d'ouvrages et d'aménagements de petite taille (LS).

Tableau 7 – Synthèse des principales difficultés rencontrées lors de la numérisation des indicateurs de position du trait de côte sur les atolls et les îles hautes. L'interprétation parfois difficile des indicateurs est pour partie liée à la qualité des images aériennes et pour partie aux spécificités intrinsèques du milieu d'étude. Dans de rares cas, il arrive que la qualité des images et les spécificités du milieu rendent impossible la numérisation du trait de côte. Les indicateurs impactés sont mentionnés entre parenthèses (LS : ligne de stabilité, LV : limite de végétation, PP : pied de plage).

2.2.3. Erreurs d'interprétation et d'exécution

Comme nous venons de le présenter, un certain nombre de difficultés et de limites sont relatives à l'exercice de photo-interprétation assistée par ordinateur. Aux difficultés associées aux caractéristiques et à la qualité des images aériennes et à la spécificité du milieu, s'ajoutent des limites d'ordres technique et pratique. Holdaway et al. (2019) ont conduit une étude dont l'objectif consistait à évaluer l'influence de la résolution des images utilisées et de l'échelle de numérisation dans l'incertitude globale associée à la détection des évolutions de la position du trait de côte. Ils ont mis en évidence une corrélation entre la précision de la position du trait de côte et la résolution des images et l'échelle d'exécution. Ainsi, ils concluent que plus la résolution des images est élevée et l'échelle d'exécution fine, plus la précision est importante (Holdaway et al., 2019). Cependant, ils ajoutent également que la précision décroît dès lors que la position du trait de côte est interprétée à une échelle comprise entre 1/500^{ème} et 1/1000^{ème}. Pour rappel, dans notre étude, l'échelle d'interprétation a été fixée à 1/1000^{ème}. Selon les tests réalisés par Holdaway et Ford (2019), le meilleur compromis associe une échelle de numérisation fixe (1/1000^{ème}) et des images à haute résolution (0,40 m par pixel).

Ensemble, ces difficultés (qualités et caractéristiques des images, spécificités du milieu, aspects techniques) induisent localement des incertitudes quant à l'interprétation de la position du trait de côte. Ainsi, au regard des points susmentionnés, l'incertitude associée à la position des indicateurs de trait de côte a été estimée à 3 mètres pour la limite de végétation, la ligne de stabilité et le pied de plage sur les îles coralliennes (toutes périodes). Sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, l'incertitude varie selon la période et les indicateurs. Pour la période globale, elle a été estimée à 2 m pour la ligne de stabilité sur les deux îles.

Pour la période sous influence cyclonique, l'incertitude est portée à 1 m pour la ligne de stabilité sur les deux îles et à 3 m et 2 m pour le pied de plage à Saint-Barthélemy et à Saint-Martin, respectivement (Duvat et al., 2018 ; Pillet et al., 2019).

2.2.4. Informations contenues dans les tables attributaires

Toutes données créées sous SIG offrent la possibilité d'implémenter des informations complémentaires spatialisées et utiles à la caractérisation des différentes entités. Cet effort de caractérisation des entités générées sous SIG permet d'alimenter et de faciliter la démarche d'attribution des évolutions détectées et a été conduit tout au long du processus de numérisation du trait de côte.

Pour les indicateurs de position du trait de côte, ces informations complémentaires (attributs) ont été renseignées dans les tables attributaires. Parmi les éléments de caractérisation que nous avons saisis figurent des informations relatives aux contextes morphologique et anthropique, et des attributs d'ordre plus technique. Sur les atolls, la caractérisation de la morphologie des îles consiste essentiellement en un découpage du trait de côte en fonction de sa localisation océanique, lagonaire, dans un hoa ou en bord de passe. Ce découpage, identique pour chaque année et réalisé manuellement compte tenu des spécificités des îles, a par la suite permis de générer les résultats d'évolution de la position des indicateurs en fonction du type de côte. Cela a permis de détecter avec précision le comportement des différents types de côtes, et de réaliser une analyse comparative de leur évolution. Sur les atolls et les îles hautes, le caractère anthropisé du trait de côte a également été renseigné dans les tables attributaires. D'abord, nous avons réalisé un découpage selon que la côte est « naturelle », c'est-à-dire libre de toute construction, ou « fixée », dès lors qu'un ouvrage ou un aménagement rigidifie le trait de côte. Cette caractérisation fine de la nature du trait de côte a été conduite pour chaque date sur la ligne de stabilité, qui est le seul indicateur concerné. Sur les portions de trait de côte fixées, nous avons également renseigné l'ancienneté de sa fixation (date de première apparition sur les images) et le type de perturbation anthropique engendrant la fixation du trait de côte. Enfin, des aspects plus techniques et utiles dans le traitement des données ont été renseignés, tels que la date exacte des PVA ou des images satellites à partir desquelles la position du trait de côte a été interprétée, les numéros d'îles et de secteurs qui constituent un identifiant unique et la longueur de chaque entité polyligne (générée automatiquement par défaut).

3. Détection des évolutions de la surface des îles coralliennes et de la position du trait de côte à l'échelle pluridécennale

La détection des évolutions de surface stabilisée des îles et de position du trait de côte est basée sur une approche standard de comparaison entre la position des indicateurs du trait de côte aux différentes dates. Ici, seuls les atolls de Ahe, Takaroa et Manihi (surface, trait de côte) et les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy (trait de côte) sont concernés par cette démarche de détection des évolutions pluridécennales.

3.1. Évolution de la surface des îles coralliennes d'atolls

3.1.1. Calcul de la surface stabilisée des îles coralliennes

La surface stabilisée de chaque île corallienne étudiée a été calculée aux différentes dates considérées (Figure 40). Après avoir numérisé l'indicateur de ligne de stabilité, nous l'avons converti en polygone afin de pouvoir calculer la surface stabilisée des îles coralliennes. Les calculs de surface ont été réalisés sous ArcGIS 10.5. Les surfaces sont obtenues en mètres carrés, puis converties en hectares, unité dans laquelle les résultats sont exprimés.

3.1.2. Évolution de la surface stabilisée à l'échelle pluridécennale

La détection des évolutions de surface stabilisée porte sur 156 îles et sections d'îles, réparties sur les atolls de Ahe et de Takaroa. Afin d'évaluer la nature et l'intensité des changements, la différence nette de surface (en hectares) a été calculée pour chaque île et pour chaque période d'étude. À partir de cette évolution nette, nous avons calculé le taux d'évolution de surface exprimé en pourcentage de la surface initiale. Or, les périodes d'étude des différents atolls n'ayant pas la même étendue temporelle (Figure 42), et selon les travaux précédemment réalisés (McLean et Kench, 2015 ; Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al. 2017a ; Duvat, 2019), nous avons normalisé les évolutions de surface sur une période décennale. Cette démarche a un double intérêt, puisqu'elle permet d'abord la comparaison des résultats entre deux périodes aux temporalités différentes en renseignant sur les rythmes d'évolution (exprimés en pourcentage pour une période de dix années) ; et ensuite, de mettre nos résultats en perspective avec ceux des études précédentes (dès lors qu'elles sont basées sur le même indicateur de position du trait de côte).

La formule suivante a été appliquée pour la standardisation décennale des évolutions :

$$\text{Taux d'évolution décennal} = \left(\frac{T_{eg}}{P_{eg}} \right) \times 10$$

$$\text{Où : } T_{eg} = \left(\left(\frac{V_A - V_D}{V_D} \right) \times 100 \right)$$

$$\text{Et : } P_{eg} = (D_2 - D_1)$$

Avec T_{eg} = Taux évolution global ; V_A = surface finale ; V_D = surface initiale ; P_{eg} = période d'étude globale ; D_1 = date la plus ancienne ; D_2 = date la plus récente.

3.1.3. Sectorisation des plus grandes îles

Les îles coralliennes situées aux extrémités nord des couronnes récifales des atolls de Ahe et de Takaroa sont de très grande taille et présentent une forme particulière en « U ». Cette forme implique qu'une seule île peut être exposée à de multiples types de houles. Parce que notre étude ambitionne de détecter les évolutions de surface et de mener une démarche d'attribution spatialisée (échelle inter- et intra-atoll, notamment), ces îles ont été divisées en secteurs en fonction de leur exposition, ces secteurs étant eux-mêmes fractionnés en sous-secteurs de même taille.

Au-delà de l'intérêt que présente la sectorisation des îles de grande taille pour l'attribution des évolutions observées, cette démarche permet également de résoudre les difficultés liées aux caractéristiques et à la qualité des images aériennes (conditions atmosphériques, notamment) et de maximiser l'emprise spatiale sur laquelle porte l'effort de détection. Sur les PVA de 1969 (Takaroa) et l'image satellite Pléiades de 2015 (Ahe), une partie des côtes des îles du nord est masquée par une couverture nuageuse importante au moment de la capture. Dans ce cas, les indicateurs de trait de côte n'ont pu être numérisés. Parce que la surface des îles est calculée à partir de la ligne de stabilité, l'absence de données, même sur une faible portion de côte, empêche la conversion des entités polylignes en polygones et donc le calcul des surfaces. La sectorisation des îles offre dans ce cas une solution en permettant de détecter l'évolution de la surface des secteurs et des sous-secteurs (Duvat et Pillet, 2017).

Ainsi, sur l'atoll de Ahe, l'île 41 a été divisée en deux secteurs nommés 41A et 41B, dont les côtes océaniques sont respectivement orientées vers l'est et le nord. Chacun de ces secteurs a été subdivisé en sous-secteurs de même taille (section de 1000 m). Le secteur 41A est ainsi composé de trois secteurs, dénommés 41A-a, 41A-b et 41A-c. Le secteur 41B a été divisé en deux secteurs de taille identique (41B-d et 41B-e) et en une portion de plus grande taille (41B-f) qui ne sera pas étudiée ici, puisqu'elle était recouverte par un nuage en 2015. L'île 43 a également été divisée en 5 sous-secteurs de 1000 m (secteurs 43g, h, i, j et k). Bien que cette île soit de forme rectiligne et qu'elle présente une exposition uniforme le long de ses côtes, elle a été segmentée dans la perspective d'optimiser l'emprise spatiale sur laquelle l'effort de détection a été conduit ; ainsi, le secteur 43k ne sera pas traité dans cette étude puisqu'une forte nébulosité le masque en 2015.

Cette démarche a également été appliquée à l'île 70 de l'atoll de Takaroa. Cette dernière a été divisée en trois secteurs nommés 70A, 70B et 70C, dont les faces océaniques sont respectivement exposées à l'est-sud-est, à l'est et au nord. Ces secteurs ont ensuite été fractionnés en deux (70A-a, 70A-b et 70B-c, 70B-d) et en trois sous-secteurs (70C-e, 70C-f et 70C-g) de 2000 m chacun. Le sous-secteur 70A-b ne sera pas traité ici (nébulosité importante sur les PVA de 1969).

3.2. Évolution de la position des indicateurs du trait de côte

À l'image de l'évolution de la surface stabilisée des îles, le comportement du trait de côte a été détecté à l'échelle pluridécennale sur les atolls de Ahe, Takarua et Manihi (île village), ainsi que sur les plages des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy.

3.2.1. Digital Shoreline Analysis System

L'effort de détection et les calculs associés ont été réalisés avec l'extension Digital Shoreline Analysis System 5.0 (DSAS). Développé par l'USGS et conçu pour fonctionner sous le logiciel ArcGIS, DSAS est un des principaux outils qui permet de détecter les évolutions en plans (x, y) de la position des indicateurs de trait de côte (Duvat et Pillet, 2017 ; Himmelstoss et al., 2017).

Des lignes de base (*baselines*) parallèles aux côtes océaniques et lagunaires des îles sont numérisées manuellement par un opérateur (pour les îles coralliennes, deux baselines sont générées, une sur la face océanique, l'autre sur la face lagunaire). À partir des baselines, DSAS génère des transects perpendiculaires qui intersectent les différents indicateurs de trait de côte (Himmelstoss et al., 2018). Dans cette étude, les transects sont espacés de dix mètres, c'est-à-dire qu'une mesure est réalisée tous les dix mètres (Figure 46).

Afin de détecter le comportement des indicateurs de la position du trait de côte à l'échelle pluridécennale et sur les périodes sous l'influence d'un ou de plusieurs événements météo-marins extrêmes, nous avons généré une série de mesures avec DSAS. Les études qui bénéficient d'une grande fréquence d'acquisition d'images aériennes et satellites utilisent généralement un taux de régression linéaire (LRR, Linear Regression Rate) (Kench et al., 2018), qui n'est cependant pas fiable si l'échantillon est restreint (Kench et al., 2018). Ainsi, nous avons calculé le *Net Shoreline Movement* (NSM) pour chaque transect, qui correspond à la distance séparant le trait de côte le plus ancien du plus récent sur une période d'étude donnée (Figure 46). Le NSM a été généré pour tous les intervalles d'étude (Figure 42, atolls de Ahe, Takarua et Manihi et Figure 43, Saint-Martin et Saint-Barthélemy), dans la limite de la couverture spatio-temporelle des images (Figure 40). Le NSM nous permet de connaître, pour chaque île (selon que l'on considère sa côte océanique ou lagunaire) ou plage, les valeurs moyennes, minimales et maximales d'évolution des indicateurs pour chaque période. Ces dernières sont exprimées en mètres et peuvent être positives, négatives ou nulles.

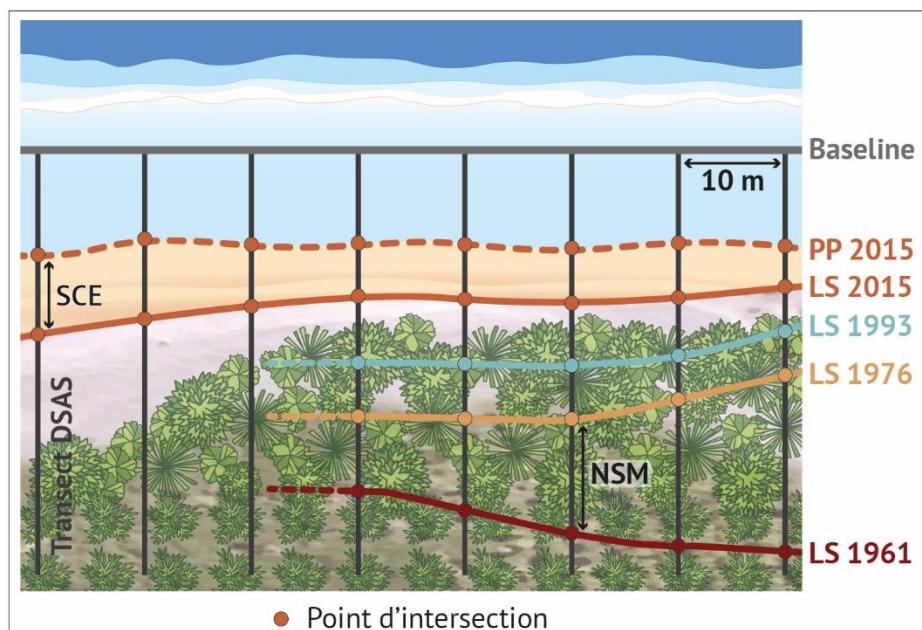


Figure 46 – Représentation schématique du fonctionnement de l'extension DSAS. Des transects espacés de dix mètres sont générés perpendiculairement à une baseline numérisée manuellement le long des côtes. Ces transects intersectent chaque indicateur de la position du trait de côte aux différentes dates. L'évolution de la position des indicateurs est mesurée grâce au NSM (Net Shoreline Movement), qui correspond à la distance séparant les points d'intersection entre les transects et les traits de côte le plus ancien et le plus récent d'une période d'étude donnée. Ces mesures peuvent être, selon les cas, positives, négatives ou nulles. La largeur des plages est mesurée en utilisant les mêmes transects avec le SCE (Shoreline Clip Envelope) ; dans ce cas, le pied de plage et la ligne de stabilité d'une même date sont utilisés et la largeur de la plage correspond à la distance séparant ces deux indicateurs. Les valeurs obtenues avec le SCE sont toujours positives. Ici, la représentation est proposée à titre d'illustration, la position et la date des indicateurs sont fictives.

3.3. Évolution de la largeur des plages

L'effort de détection de l'évolution de la largeur des plages a été conduit sur les faces océaniques de 124 îles coralliennes des atolls de Ahe, Takaroa, Takapoto et Mataiva. Pour rappel, la plage correspond ici à la zone incluse entre le pied de plage (qui constitue la limite vers l'océan) et la ligne de stabilité (limite vers les terres) d'une même année. La largeur des plages n'a pu être calculée que pour les portions de côte océanique sur lesquelles l'interprétation de ces deux indicateurs a été possible. Les plages lagunaires n'ont pas été traitées, car les données sont discontinues à l'échelle des îles.

Les mesures ont été réalisées avec l'extension DSAS et l'outil de mesure de distance Shoreline Clip Envelope (SCE) qui permet de connaître l'intervalle séparant les deux indicateurs. Les mesures ont été réalisées avec les mêmes transects que ceux utilisés pour détecter les évolutions de position du trait de côte. Les valeurs obtenues avec le SCE sont toujours positives. Les largeurs moyennes, minimales et maximales des plages océaniques ont été renseignées. L'évolution de la largeur des plages est calculée à l'échelle pluridécennale à partir des mesures réalisées aux dates inférieures et supérieures des périodes d'étude. Par exemple, pour l'atoll de Takaroa, la largeur des plages a été mesurée en 1969 et en 2013, puis moyennée pour chaque île aux différentes

dates. L'évolution de la largeur des plages entre deux dates correspond donc à la différence entre les largeurs moyennes aux dates bornes des périodes d'étude.

Les données relatives à la largeur des plages et à leur évolution sont propres à la thèse, mais reposent, pour les atolls de Takaroa, Takapoto et Mataiva, sur les indicateurs numérisés dans le cadre de travaux précédents (Duvat et al., 2017a ; Duvat et Pillet, 2017).

3.4. Incertitude relative aux données acquises par photo-interprétation assistée par ordinateur (PIAO)

Dès lors que l'on extrait des données par photo-interprétation assistée par ordinateur, les sources d'incertitude sont nombreuses, mais bien connues, car elles ont déjà fait l'objet d'un certain nombre de travaux (Anders et Byrnes, 1991 ; Thieler et Danforth, 1994 ; Fletcher et al., 2003). Dans ses travaux, Fletcher et al. (2003) a identifié cinq sources d'erreur, au rang desquelles figurent les erreurs liées à la saisonnalité, au marnage, à la précision du géoréférencement (rectification des PVA), à la taille du pixel (résolution des images) et à la numérisation (interprétation et exécution).

Cependant, ici les erreurs relatives à la saisonnalité et au marnage n'ont que peu d'influence sur les données associées à la position du trait de côte et à la surface des îles. D'abord parce que ces erreurs concernent uniquement le pied de plage, tandis que la limite de végétation et la ligne de stabilité ne sont pas affectées (Ford, 2011). Ensuite, parce que les marées ont une faible amplitude sur les îles étudiées ici. Pour les atolls polynésiens du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu, le marnage est compris entre 50 et 65 cm (Pirazzoli et Montaggioni, 1986). Pour les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, le marnage moyen est proche de 50 cm (Caron, 2011).

Ainsi, suivant l'approche d'évaluation de la marge d'erreur déployée dans les études précédentes (Ford, 2012, 2013 ; Yates et al., 2013 ; Duvat et Pillet, 2017 ; Kench et al., 2018), nous considérerons ici les erreurs liées à la rectification (E_r) et à la résolution des images (E_p) ainsi que celles associées à l'interprétation de la position du trait de côte (E_n). Le tableau suivant synthétise les sources d'erreur considérées dans le calcul de la marge d'erreur selon les évolutions détectées (Tableau 8).

Évolutions détectées	Sources d'erreurs considérées
Évolution de la position du trait de côte (LV, LS et PP)	$E_r + E_p + E_n$
Évolution de la surface stabilisée des îles coralliennes	$E_p + E_n$
Évolution de la largeur des plages	$E_r + E_p + E_n$

Tableau 8 – Synthèse des sources d'erreur considérées pour le calcul de la marge d'erreur en fonction des évolutions détectées. N.B. : LV, limite de végétation ; LS, ligne de stabilité ; PP, pied de plage ; E_r , erreur de rectification ; E_p , résolution des images ; E_n , erreur de numérisation.

3.4.1. Marge d'erreur retenue pour l'évolution de la surface des îles

L'évaluation de la marge d'erreur associée à l'évolution de la surface des îles est sensiblement différente de celle de l'évolution de la position du trait de côte. D'abord, parce que l'erreur de rectification n'est pas considérée dans cette évaluation dans le sens où la précision du géoréférencement n'influence pas la surface des îles à une date donnée. Ainsi, seules les erreurs liées à la taille du pixel et à l'interprétation de la position du trait de côte sont considérées. Ensuite, parce que c'est à partir du taux d'évolution que les changements de surface sont considérés comme étant significatifs ou non. En accord avec les études précédentes, nous considérerons un seuil de significativité de $\pm 3\%$ pour caractériser les évolutions de surface stabilisée (McLean et Kench, 2015 ; Duvat et al, 2017a ; Duvat et Pillet, 2017). Autrement dit, les taux d'évolution inférieurs à -3% de la surface initiale refléteront une situation de contraction des îles, alors que des taux supérieurs à $+3\%$ indiqueront leur extension. Enfin, les changements compris entre $-3\% < x < +3\%$ ne seront pas considérés comme significatifs et témoignent d'une situation de maintien relatif de la surface stabilisée des îles.

3.4.2. Marge d'erreur retenue pour l'évolution de la position du trait de côte

Trois sources d'erreurs sont considérées lors du calcul de l'incertitude globale associée à la détection de l'évolution de la position du trait de côte. Elles sont associées à la rectification (E_r), à la résolution des images (E_p) et à l'interprétation de la position du trait de côte (E_n). L'erreur globale correspond à la racine carrée de la somme des carrés des sources d'incertitude et elle est calculée comme suit :

$$E_g = \sqrt{E_r^2 + E_p^2 + E_n^2}$$

Zone d'étude	Période	E_r (m)	E_p (m)	E_n (m)		E_g (m)		Erreur retenue (m)	
				LS	PP	LS	PP	LS	PP
Ahe		1,10	0,53	3	3	3,24			
Takaroa	Toutes périodes (Figure 42)	1,04	0,54	3	3	3,22			
Manihi		0,50	0,30	3	3	3,06		4	4
Takapoto		1,10	0,65	3	3	3,26			
Mataiva		1,33	0,48	3	3	3,32			
Saint-Martin	1947-2017 / 1947-1999 / 1999-2017	1,20	0,40	2	/	2,36	/	3	/
	02/2017-09/2017	0,44	0,50	1	2	1,20	2,10	2	3
Saint-Barthélemy	1947-2017 / 1947-1999 / 1999-2017	1,13	0,66	2	/	2,39	/	3	/
	02/2017-09/2017	0,60	0,40	1	3	1,23	3,10	2	4
	09/2017-07/2018	0,51	0,40	1	3	1,19	3,06	2	4

Tableau 9 – Sources d'incertitudes considérées dans cette thèse et erreur globale retenue selon les zones et les périodes d'études. (E_r) rectification ; résolution des images (E_p) ; (E_n) interprétation de la position du trait de côte ; (E_g) globale.

Sur les îles coralliennes des atolls étudiés dans le cadre de cette thèse, l'erreur globale (E_g) moyenne est comprise entre 3,22 et 3,32 m pour la ligne de stabilité et le pied de plage (Tableau 9). Afin de limiter toute erreur d'interprétation dans la caractérisation des évolutions détectées, nous considérerons une marge d'erreur de 4 m. Cela signifie que les évolutions comprises entre $-4 \text{ m} \leq x \leq +4 \text{ m}$ ne sont pas significatives (stabilité relative), alors que les évolutions $> +4 \text{ m}$ témoignent d'une situation d'accrétion et les changements $< -4 \text{ m}$ d'un recul de la position du trait de côte (ligne de stabilité et pied de plage).

Les plages des îles hautes

Sur les systèmes sédimentaires côtiers des îles hautes, l'erreur globale (E_g) varie selon les périodes et les îles (Figure 43, Tableau 9). Sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, l'erreur globale retenue pour interpréter les évolutions de position de la ligne de stabilité détectées sur le long terme (pour les périodes 1947-2017, 1947-1999 et 1999-2017, Figure 43) est de 3 m. En ce sens, les évolutions comprises entre $-3 \text{ m} \leq x \leq +3 \text{ m}$ ne sont pas significatives (stabilité relative), alors que les évolutions $> +3 \text{ m}$ témoignent d'une situation de progradation et les changements $< -3 \text{ m}$ d'un recul de la position du trait de côte.

L'erreur globale retenue pour les évolutions détectées sur la période sous influence cyclonique (février 2017 – septembre 2017, Figure 43) est de 2 m pour la ligne de stabilité (pour les deux îles) et de 3 m et 4 m pour le pied de plage à Saint-Martin et Saint-Barthélemy, respectivement. Cela signifie que les changements $\leq 2 \text{ m}$ ($\pm 2 \text{ m}$) et $\leq 3 \text{ m}$ ($\pm 3 \text{ m}$) ou $\leq 4 \text{ m}$ ($\pm 4 \text{ m}$) pour la ligne de stabilité et le pied de plage respectivement ne sont pas significatifs (stabilité relative), alors que les évolutions $> +2 \text{ m}$ ($> +3 \text{ m}$ ou $> +4 \text{ m}$ pour le pied de plage) témoignent d'une situation de progradation et les changements $< -2 \text{ m}$ ($< -3 \text{ m}$ ou $< -4 \text{ m}$ pour le pied de plage) d'un recul de sa position.

À Saint-Barthélemy, la marge d'erreur considérée pour la période de réajustement de la position du trait de côte (septembre 2017 – juillet 2018, Figure 43) est de 2 m et de 4 m pour la ligne de stabilité et le pied de plage, respectivement. Suivant la même logique que pour les autres périodes d'étude, les changements $\leq 2 \text{ m}$ ($\pm 2 \text{ m}$) et $\leq 4 \text{ m}$ ($\pm 4 \text{ m}$) ne sont pas significatifs, tandis que les évolutions $> +2 \text{ m}$ ou $> +4 \text{ m}$ témoignent d'une situation de progradation et les changements $< -2 \text{ m}$ ou $< -4 \text{ m}$ d'une situation de recul.

3.4.3. Marge d'erreur relative à la largeur des plages

Sur les îles coralliennes des atolls, la largeur des plages océaniques a été calculée à partir de la ligne de stabilité et du pied de plage. La marge d'erreur relative aux plages est égale à la somme des erreurs associées à ces deux indicateurs (4 m pour chaque indicateur). L'évolution de la largeur des plages correspond à la différence entre la largeur moyenne aux dates inférieure et supérieure de chaque période d'étude. En ce sens, les évolutions comprises entre $-8 \text{ m} \leq x \leq +8 \text{ m}$ ne sont pas significatives (maintien relatif de la largeur), alors que les évolutions $> +8 \text{ m}$ témoignent d'une situation d'élargissement et les changements $< -8 \text{ m}$ d'une diminution de la largeur de la plage.

4. Détection et attribution de la contribution du facteur anthropique aux évolutions récentes sur les îles coralliennes d'atolls

La transformation de la configuration des îles coralliennes résulte de l'interaction complexe et perpétuelle de multiples facteurs de contrôle agissant à différentes échelles spatiales et temporelles. Alors que les facteurs climatiques et océaniques contrôlent les évolutions à l'échelle régionale, le facteur anthropique exerce une pression significative et croissante de l'échelle locale à ultra-locale. De ce fait, à l'échelle pluridécennale, il contribue à réduire la capacité naturelle des îles à s'adapter à un contexte climatique et océanique changeant, notamment sur les îles les plus urbanisées (Duvat et al., 2019). Les activités anthropiques susceptibles d'influencer la morphologie côtière sont multiples sur ces îles – Duvat et al. (2019) ont identifié vingt types de perturbations réparties entre les zones intertidale, côtière et interne des îles – et leurs impacts sont exacerbés dans un contexte spatial foncièrement contraint et limité. Parmi ces activités, le remblaiement de la zone intertidale, ainsi que les constructions longitudinales et transversales situées dans la zone côtière, jouent un rôle central dans l'évolution de la morphologie insulaire et participent à la modification de l'hydrodynamisme et des échanges sédimentaires.

De manière générale, la croissance démographique dans des territoires spatialement contraints et finis a pour conséquence inéluctable d'accroître considérablement la pression que l'homme exerce sur le milieu. Impulsée dès les années 1960 par le développement de la perliculture, la croissance démographique sur les atolls des Tuamotu a favorisé la densification et la multiplication des perturbations anthropiques sur les dernières décennies. Sur les atolls de l'archipel des Tuamotu, ce constat est particulièrement vrai, dès lors qu'ils ont été – ou sont encore aujourd'hui – le lieu privilégié de l'implantation et de l'essor de la perliculture en Polynésie. Les aménagements ont souvent été entrepris au mépris du droit applicable en Polynésie française (notamment sur la question de l'occupation du domaine public maritime) (Duvat et al., 2019); localement, ils peuvent entraîner une dégradation considérable des écosystèmes côtiers, alors que ces îles en sont directement dépendantes (par exemple, les récifs coralliens jouent un rôle majeur, car ils participent tant à la construction qu'au maintien des îles).

La démarche de détection et d'attribution à un facteur spécifique des évolutions observées est une tâche complexe dans un environnement où une multitude de facteurs sont en interactions perpétuelles. Cependant, certaines activités anthropiques, telles que le remblaiement et l'implantation d'ouvrages longitudinaux, ont des conséquences directes sur la morphologie insulaire et sur la rigidification du trait de côte. Par conséquent, ces dernières sont facilement détectables. Afin de faciliter la démarche d'attribution, seules les évolutions liées à ces perturbations-là seront détectées. En effet, d'autres activités humaines ont des conséquences admises et connues sur la morphologie (l'extraction sédimentaire par exemple), mais le manque de données historiques quantifiées rend complexe tout effort d'attribution.

Le protocole méthodologique déployé ici s'appuie sur une approche basée sur l'analyse comparative de photographies aériennes et d'images satellites haute résolution – complétée par une série de levés *in situ* – dans le but de quantifier la contribution des activités anthropiques aux évolutions morphologiques côtières récentes. Les zones d'étude choisies sont favorables à

un travail d'attribution au facteur anthropique, puisqu'elles constituent les zones les plus perturbées et les plus densément urbanisées, correspondant aux îles villages des atolls de Ahe, Takaroa et Manihi.

4.1. Détection de la contribution des activités anthropiques à l'évolution de la surface stabilisée des îles-villages à l'échelle pluridécennale

4.1.1. Évolution de la surface des îles-villages

La méthode déployée pour détecter l'évolution de la surface des îles-villages est strictement identique à celle appliquée à l'échelle des atolls.

Cependant, afin de centrer l'effort de détection sur ces îles fortement perturbées, nous avons d'abord isolé les portions de ligne de stabilité correspondant aux villages de Tenukupa (Ahe), Teavaroa (Takaroa) et de Paeua (Manihi), que nous avons ensuite exportées dans la géodatabase fichier (ArcGIS 10.5). Cette opération a été répétée à toutes les dates pour lesquelles nous avons numérisé la ligne de stabilité. Après avoir isolé ces données, les polygones ont été converties en polygones. Parce que ces polygones sont dérivés de la ligne de stabilité, ils intègrent dans leurs limites les ouvrages et les aménagements réalisés sur dans les zones intertidale et côtière. Ils renseignent la superficie stabilisée (exprimée en hectares) des îles à chaque date.

La détection de l'évolution de la surface stabilisée des îles-villages repose sur une approche comparative entre la surface aux dates inférieure et supérieure des périodes d'étude. Elle correspond à la différence de surface entre deux dates successives et peut-être négative (si l'île s'est contractée) ou positive (si elle s'est étendue). Elle est d'abord exprimée en « évolution nette » (en ha), puis en taux d'évolution (en %) par période. À l'image de la démarche précédemment décrite (voir 3.4.3, p. 153), un seuil de ± 3 % permettra de distinguer les évolutions de surface significatives ($x > + 3$ %, correspondant à une extension ; $x < -3$ %, correspondant à une contraction) de celles qui ne le sont pas ($-3 \% < x < +3$ %, correspondant à une stabilité relative).

4.1.2. Attribution des évolutions de surface : identifier les zones remblayées

Pour conduire une démarche d'attribution et évaluer la contribution du facteur anthropique aux évolutions de surface détectées sur les îles-villages à l'échelle pluridécennale, il est nécessaire d'identifier puis d'isoler les remblais réalisés dans la zone intertidale et dans les zones marécageuses. Les remblais correspondent à des zones d'apport par l'homme de matériel biodétritique, généralement localisées dans la zone intertidale (lagonaire ou océanique), et qui visent à accroître la superficie d'une île par la création d'une étendue artificielle émergée et stabilisée. Le matériel est en général obtenu par extraction et dragage réalisés sur le platier récifal (à proximité immédiate) et plus rarement sur des plages ou des sites dédiés situés ailleurs dans l'atoll. Souvent, les remblais sont stabilisés sur leurs pourtours par des ouvrages longitudinaux (murs verticaux, enrochements) qui participent à une rigidification croissante du trait de côte. Ces zones de remblaiement limitent également les échanges sédimentaires (déstabilisation progressive des côtes) et participent, du fait de leur caractère radical et artificiel, à une modification marquée de la morphologie côtière (disparition de plage, modification

significative de la topographie). Telles que définies ici, les zones de remblaiement sont la résultante directe et avérée de l'activité humaine.

Afin d'isoler les zones remblayées et d'en connaître la surface exacte, nous avons combiné les polygones (obtenus suivant la démarche précédemment décrite) des dates bornes de chaque période d'étude. L'opération a été répétée pour chacune des îles-villages. Il en résulte un ensemble de fichiers vecteurs laissant apparaître d'une part, le noyau insulaire – la zone centrale de l'île qui n'a connu aucune évolution sur la période – et d'autre part, les franges mobiles marquées par une évolution, qu'elle soit d'origine naturelle ou non. Les zones remblayées prennent place dans cette seconde zone. Une analyse qualitative des PVA et des images satellites permet de discriminer avec certitude les zones qui ont subi des modifications sous l'influence de l'intervention humaine de celles qui ont évolué en réponse à des processus naturels. Le caractère artificiel des remblais permet de les identifier facilement sur les PVA et les images satellites, comme l'illustre la Figure 47. Une fois identifiées, les zones de remblaiement sont exportées dans une géodatabase fichier. Leur surface, exprimée en hectares, est rapportée à l'évolution globale des îles-villages, ce qui permet d'évaluer la contribution des remblais aux évolutions de surface détectées pour chaque période d'étude.

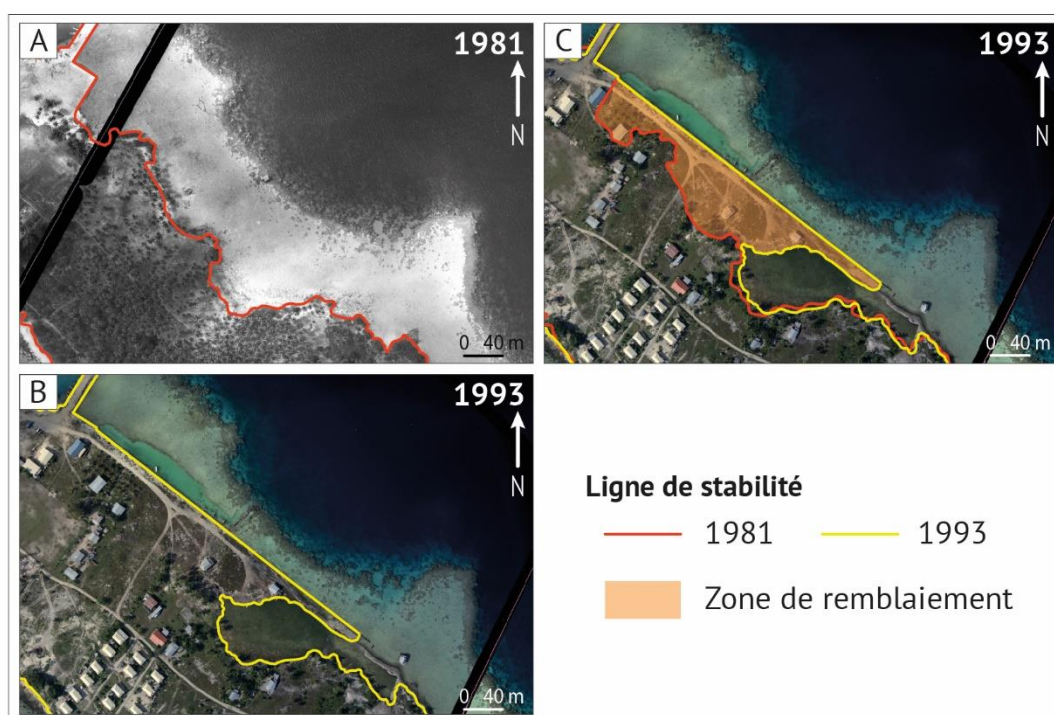


Figure 47 – Démarche de détection par photo-interprétation assistée par ordinateur des remblais réalisés sur la zone intertidale, ici illustrée sur la côte lagunaire de l'île village de l'atoll de Manihi entre 1981 et 1993. (A) situation initiale en 1981 avant (B) la réalisation d'un remblai sur le platier récifal conduisant à (C) une extension artificielle et significative de la surface stabilisée associée à une avancée de la position du trait de côte. La zone remblayée est comprise entre les lignes de stabilité de 1981 et 1993.

4.2. Détection de l'influence des aménagements côtiers sur l'évolution de la position du trait de côte

Au-delà de contribuer aux évolutions de la surface stabilisée des îles, les activités humaines peuvent induire des modifications directes ou indirectes de la position du trait de côte.

4.2.1. Caractérisation de la nature de la ligne de stabilité

Suivant la méthodologie déployée dans les travaux précédents (Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a ; Pillet et al., 2019), la ligne de stabilité a été discriminée en deux catégories différenciant les portions de côtes naturelles de celles qui ont été artificialisées.

Les côtes naturelles correspondent aux portions sur lesquelles aucun ouvrage ou aménagement longitudinal n'est présent. Ainsi, la zone côtière conserve son caractère naturel et mobile. Dans ce cas, la ligne de stabilité correspond à la limite de végétation (Figure 48 A et B) ou à la limite externe des champs de blocs lorsqu'ils sont présents en arrière-plage sur la côte océanique. À l'inverse, les côtes artificialisées correspondent aux portions où des ouvrages et des aménagements longitudinaux ont été réalisés, participant à la rigidification du trait de côte. Sur ces portions de côte, la présence d'ouvrages longitudinaux a pour conséquence de réduire, voire d'empêcher les échanges sédimentaires entre l'écosystème récifal et les îles, ces dernières se trouvant alors privées d'alimentation sédimentaire. De plus, la présence d'ouvrages et d'aménagements dans la zone côtière participe au phénomène de compression côtière (« Coastal squeeze », Cooper et McKenna, 2008 ; Cooper et Pile, 2014) en réduisant l'espace nécessaire aux processus de sédimentation et d'échanges sédimentaires transversaux (étanchéisation du système, disparition des plages...). Dans ce cas, la ligne de stabilité correspond à la base des ouvrages et des aménagements longitudinaux réalisés dans les zones côtière et intertidale (c'est le cas notamment lorsque les remblais sont stabilisés par des murs verticaux ou des enrochements ; Figure 48 C et D)

Pour les dates anciennes (celles couvertes par les PVA), la caractérisation de la nature des côtes a été exclusivement réalisée par PIAO, tandis que pour la date la plus récente (correspondant aux images satellites), elle repose sur une double démarche incluant PIAO et relevés de terrain. Ces derniers complètent et affinent les données extraites des images. Cela implique que la donnée est plus précise et exhaustive pour les périodes récentes, tandis que certaines réserves sont émises pour les dates anciennes, notamment sur les côtes lagunaires. En effet, en fonction des caractéristiques des images et des spécificités du milieu (Tableau 7), il est parfois difficile de détecter si la ligne de stabilité est fixée ou non. Cependant, ces cas restent rares et très localisés, aussi n'ont-ils pas d'incidence majeure sur la précision et la significativité des résultats.

Classifier la ligne de stabilité suivant sa nature permet d'investiguer et d'évaluer la contribution du facteur anthropique à l'évolution passée récente des côtes de plusieurs manières. D'abord, cette classification permet de mettre en évidence les processus de rigidification du trait de côte ; ensuite, elle permet de mettre en exergue le comportement de la ligne de stabilité selon sa nature. Dans le premier cas, les longueurs totales du linéaire côtier lagunaire et océanique sont calculées ; puis les parts respectives des portions naturelles et artificielles sont renseignées

pour chaque date (exprimée en mètres, puis en pourcentage de la longueur totale). Dans le second cas, les résultats issus de l'effort de détection de l'évolution de la ligne de stabilité (conduit avec DSAS) sont joints spatialement (sous ArcGIS 10.5) à la nature du trait de côte ; on connaît donc pour chaque transect (tous les 10 mètres) la valeur NSM (évolution de la position du trait de côte) et la nature de la ligne de stabilité.

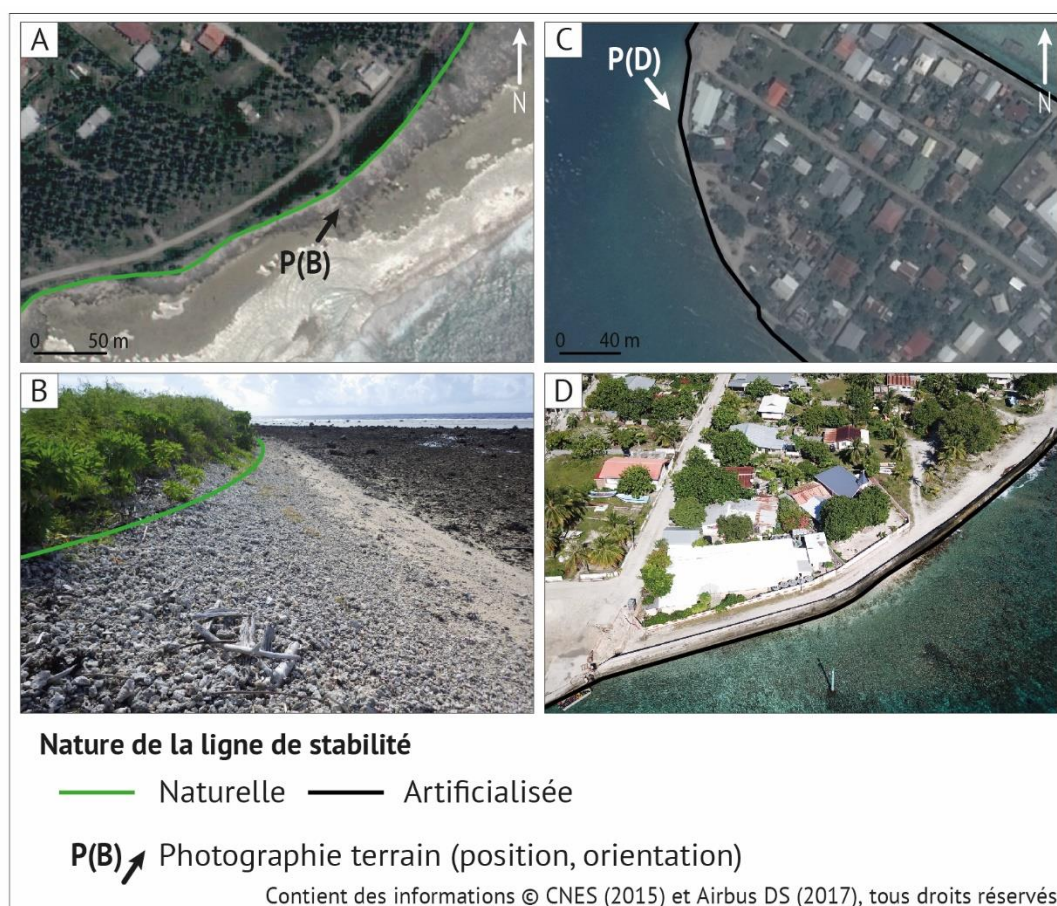


Figure 48 – Classification de la ligne de stabilité en fonction de sa nature (naturelle/artificielle). (A) une portion de côte océanique naturelle de l'île village de Ahe. (B) Ici, la ligne de stabilité correspond à la limite de végétation sur les côtes naturelles. (C) une portion de côte océanique artificialisée sur l'île village de Manihi. (D) Dans ce cas, la ligne de stabilité correspond à la base des ouvrages et des aménagements longitudinaux implantés dans la zone côtière, comme illustré ici au pied d'un mur vertical. Réalisation et photographies (B, D) : V.Pillet.

4.2.2. Évolution de la position et de la nature du trait de côte

Classifier la ligne de stabilité en fonction de sa nature nous permet d'isoler, pour chaque période d'étude, les portions de côtes dites artificialisées, c'est-à-dire sur lesquelles l'homme a implanté des ouvrages ou des aménagements longitudinaux. Puisque les résultats de l'évolution de la position de la ligne de stabilité (NSM) ont été spatialement joints à la nature des côtes, nous conduirons une analyse comportementale de la ligne de stabilité selon sa nature. Pour conduire cette analyse, la nature de l'indicateur a d'abord été renseignée à partir de la date inférieure de la période d'étude. Pour compléter cette démarche quantitative, nous avons conduit une expertise qualitative afin de caractériser au mieux les évolutions détectées. Cette démarche qualitative nous permet de discriminer les évolutions liées aux processus hydrodynamiques naturels de celles liées à l'activité humaine. Par exemple, si les transects renvoient des valeurs d'évolution positives significatives et que la côte est classifiée comme étant naturelle à la date inférieure de la période d'étude, il s'agira de savoir si ces valeurs d'accrétion sont naturelles ou associées à un remblaiement par exemple. Pour faciliter cette démarche, nous avons ensuite joint aux transects les résultats de la classification à la date supérieure de la période d'étude. Ce dernier point nous permet de mettre en exergue la nature des côtes aux dates inférieures et supérieures des périodes d'étude et les dynamiques détectées et de renseigner la part du linéaire côtier artificialisé à chaque date.

De ce fait, nous sommes en mesure (1) d'évaluer le rôle des ouvrages et aménagements longitudinaux sur la dynamique pluridécennale du trait de côte et (2) d'apporter une analyse spatiale et temporelle des processus graduels de déstabilisation des systèmes côtiers, en basant notre étude sur les îles-villages, qui, à l'échelle des atolls, comptent parmi les plus perturbées par l'activité anthropique.

5. Détection des impacts des événements météo-marins extrêmes sur la morphologie côtière et évaluation du réajustement planimétrique et vertical

Précisions relatives à la démarche méthodologique

Le protocole méthodologique déployé pour évaluer les impacts des cyclones de septembre 2017 sur les systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy est le fruit d'un travail collaboratif et a été publié dans les articles suivants :

- Duvat, V., **Pillet, V.**, Volto, N., Krien, Y., Cécé, R., Bernard, D., 2018. High human influence on beach response to tropical cyclones in small islands: Saint-Martin Island, Lesser Antilles. *Geomorphology* 325, 70–91. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.09.029>
- **Pillet, V.**, Duvat, V.K.E., Krien, Y., Cécé, R., Arnaud, G., Pignon-Mussaud, C., 2019. Assessing the impacts of shoreline hardening on beach response to hurricanes: Saint-Barthélemy, Lesser Antilles. *Ocean Coast. Manag.* 174, 71–91. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.03.021>

Pour cette raison, la présente section propose d'exposer les principaux points de cette démarche en s'appuyant sur les articles susmentionnés.

Dans le cadre de ces travaux collaboratifs, ma contribution personnelle a été :

- La numérisation des indicateurs de la position du trait de côte sur les sites étudiés à toutes les dates (Saint-Martin et Saint-Barthélemy) ;
- Le calcul des statistiques relatives à l'évolution de la position du trait de côte, de la largeur et de la surface des plages ;
- Une contribution à l'évaluation des impacts des cyclones sur la morphologie côtière lors de la mission réalisée collective du 28 octobre au 4 novembre 2017.

5.1. Évaluation des impacts des cyclones de septembre 2017 sur les systèmes sédimentaires côtiers

5.1.1. Détection de l'influence des cyclones de septembre 2017 sur l'évolution de la position des indicateurs de trait de côte

L'influence des cyclones de septembre 2017 sur l'évolution de la position du trait de côte a été évaluée par photo-interprétation assistée par ordinateur sur des images satellites pré- et post-cyclone ; leurs caractéristiques détaillées sont présentées dans le Tableau 5 (p. 127). La position pré-cyclone des indicateurs de trait de côte a été interprétée sur une image satellite Pléiades du 12 février 2017 à Saint-Martin et du 25 février 2017 à Saint-Barthélemy. Ces deux images offrent un état de référence fiable des systèmes côtiers, dans la mesure où seul un épisode de houles de nord ($H_s < 4$ m) a touché Saint-Martin entre février et septembre 2017 (ses conséquences sur l'évolution de la position du trait de côte sur cette période sont limitées dans la mesure où Saint-Martin est protégée de ces houles par l'île d'Anguille ; Duvat et al., 2018). La position post-cyclone des indicateurs de trait de côte a été interprétée à partir de plusieurs images satellites en raison d'une couverture nuageuse significative sur certains sites. D'abord, à Saint-Martin où l'utilisation concomitante d'images Pléiades des 10 et 14 septembre a permis d'optimiser le nombre de sites étudiés ; ensuite à Saint-Barthélemy où l'image Pléiades du 10 septembre 2017 a été complétée, pour les sites de Flamands, Saint-Jean et Lorient, par des extraits d'une image DigitalGlobe datée du 13 septembre 2017 (Pillet et al., 2019). Les images satellites, malgré qu'elles soient livrées

géoréférencées, présentait des décalages planimétriques importants entre chaque date. Pour pallier cette difficulté et réduire la marge d'erreur globale, nous les avons repositionnées selon la démarche décrite dans la section 1.1.1 (p. 128). La précision du géoréférencement a été évaluée selon la démarche décrite dans la section 1.1.2 (p. 131). Cette dernière est élevée en raison de la présence d'un nombre important de repères fixes et facilement identifiables d'origine anthropique (Pillet et al., 2019).

À partir de ces images satellites, nous avons numérisé la ligne de stabilité et le pied de plage pour les situations pré- et post-cycloniques. Ces indicateurs et leurs modalités de numérisation sont définis et présentés en détail dans les sections 2.1 (p. 137) et 2.2 (p. 142), respectivement. Les changements de position des indicateurs ont été évalués avec l'extension DSAS (Net Shoreline Movement, NSM). Les incertitudes relatives à l'évolution des indicateurs de trait de côte pour cette période sont présentées dans le Tableau 9 de la section 3.4.2 (p. 152).

5.1.2. Évaluation des impacts morphologiques

L'évaluation des impacts des cyclones sur la position du trait de côte (planimétriques) a été complétée par des relevés réalisés sur le terrain entre le 28 octobre et le 4 novembre 2017 (sept semaines après les événements). Cette mission de terrain collective, qui constituait la première phase d'un Retour d'Expérience scientifique post-catastrophe conduisant à l'ANR TIREX (ANR-18-OURA-0002), a permis d'évaluer leurs conséquences sur la morphologie des systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy.

Les principaux objectifs de cette mission étaient de recenser les formes d'érosion et d'accrétion attribuables aux cyclones sur les différentes parties des systèmes sédimentaires côtiers (plage, berme, haut de plage, arrière-plage et dune et lagon, lorsqu'ils étaient présents sur les sites prospectés). Parce qu'aucune donnée topographique de référence n'existait sur ces îles (profils de plages ou données LIDAR, par exemple) et que nous n'avons pas réalisé de levés topographiques, nous ne sommes pas en mesure de donner ici une évaluation quantitative des volumes sédimentaires perdus ou gagnés par le système lors de ces événements cycloniques. Toutefois, nous avons réalisé des mesures de hauteur (falaises, épaisseur des dépôts...) qui nous permettent d'évaluer l'importance de l'abaissement du niveau de la plage détecté sur certains sites. Toutefois, à la date de la mission, les processus de réajustement avaient déjà été engagés (notamment sur la zone active de la plage). De ce fait, les hauteurs des falaises d'érosion ouvertes dans le haut de plage ne sont pas considérées comme résultant directement des houles cycloniques ; elles constituent néanmoins un indicateur fiable de l'intensité des impacts engendré par les cyclones sur les systèmes côtiers (Duvat et al., 2018 ; Pillet et al., 2019).

Aussi, cette mission a permis d'évaluer la capacité de la végétation côtière (1) à atténuer l'énergie des houles (rôle de zone tampon) et (2) à piéger la charge sédimentaire mise en mouvement par les houles cycloniques.

Le tableau suivant synthétise les principaux éléments que nous avons cherché à détecter sur le terrain avec les principaux paramètres mesurés selon une fiche conçue par Virginie Duvat (Tableau 10).

Impacts	Zonation		
	Plage	Berne – Haut de plage – Dune embryonnaire	Arrière-plage (zone stabilisée)
Formes d'érosion	Mise à jour de formations rocheuses (beachrock, récif pléistocène...) Fracturation de formations rocheuses (taille, zone délogement et de dépôt) Mise à jour du système racinaire, formation végétale détruite	Microfalaise, falaise d'érosion (h) Mise à jour du système racinaire Végétation déracinée, à terre	Abaissement du niveau de l'arrière-plage par décapage ou érosion des sols (h) Couloirs d'arrachement (l/L/h)
Formes d'accrétion	Exhaussement de la plage (h) Recouvrement ou enfouissement de formations rocheuses (h) Nature et type des dépôts (composition, granulométrie) et processus associés	Recouvrement ou enfouissement de la végétation (h) Nature et type des dépôts (composition, granulométrie) et processus associés	Nature, type et limite des dépôts (composition, granulométrie) et processus associés Limite de submersion et identification des processus d'overwash

Observation comparée des situations sur les côtes naturelles / non aménagées et aménagées

Tableau 10 – Synthèse des observations de terrain post-cyclones réalisées sur les systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy entre le 28 octobre et le 4 novembre 2017. (h) : hauteur ; (l) : largeur ; (L) : longueur.

5.2. Évaluation du réajustement planimétrique et vertical des systèmes sédimentaires côtiers de l'île de Saint-Barthélemy

Les impacts des cyclones de septembre 2017 ont été évalués sur les plages de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. L'évaluation du réajustement planimétrique et vertical des systèmes sédimentaires côtiers est basée sur une étude de cas centrée sur l'île de Saint-Barthélemy. Le protocole méthodologique déployé pour cette évaluation a été développé dans le cadre de cette thèse et repose (1) sur la comparaison de la position des indicateurs de trait de côte aux mois de septembre 2017 et juillet 2018 (soit une période de dix mois), qui permet d'évaluer leur réajustement planimétrique et sur (2) des relevés réalisés sur le terrain entre les 7 et 19 juillet 2018, qui vise, par comparaison avec les relevés réalisés lors de la mission post-cyclones, à évaluer qualitativement le réajustement vertical des systèmes côtiers.

5.2.1. Réajustement planimétrique : détection de l'évolution de la position des indicateurs de trait de côte

Le protocole méthodologique déployé pour détecter l'évolution de la position des indicateurs de trait de côte entre septembre 2017 et juillet 2018 est strictement identique à celui utilisé pour la période février-septembre 2017 (décrit dans la section 5.1.1, p. 160, et plus généralement dans les sections 2.1, p. 137 et 2.2, p. 142). La position des indicateurs de trait de côte (ligne de stabilité et pied de plage) a été détectée à partir d'images satellites Pléiades, dont les caractéristiques sont détaillées dans le Tableau 5 (p. 127). Pour le mois de septembre, les indicateurs correspondent à ceux générés pour la situation post-cyclone à partir d'images satellites des 10 et 13 septembre 2017 (5.1.1, p. 160). Pour évaluer le réajustement planimétrique des indicateurs, nous avons interprété la position la ligne de stabilité et du pied de plage à partir d'une image Pléiades du 11 juillet 2018 (Tableau 5) sur dix sites répartis sur les faces ouest, nord, nord-est et sud-est de l'île de Saint-Barthélemy (9 sites pour le pied de plage). La distance séparant les

indicateurs aux deux dates a été calculée avec l’extension DSAS (3.2.1, p. 149) pour chaque transect (rappelons ici que les transects, quelle que soit la période d’étude considérée, sont strictement identiques).

Les résultats issus de l’effort de détection de l’évolution de la position de la ligne de stabilité sur la période d’étude ont permis d’élaborer un indice de réajustement échelonné sur onze classes (de -5 à + 5). Pour ce faire, nous avons comparé – pour chaque transect – les évolutions de position sur la période février-septembre 2017 avec celles détectées sur la période septembre 2017 – juillet 2018 (Figure 43). Suivant cette démarche, nous avons calculé un taux de réajustement par transect duquel découle l’indice de réajustement. Finalement, lorsqu’on exclut les cas pour lesquels il n’est pas possible d’évaluer le réajustement (par exemple, sans toutefois s’y limiter, les transects sur lesquels la ligne de stabilité s’est strictement maintenue en position ; évolutions strictement égales à 0), cette démarche d’évaluation du réajustement planimétrique de la ligne de stabilité s’appuie sur 376 transects répartis sur les dix sites. Le réajustement du pied de plage n’a pas été évalué par cet indice, car il ne saurait être reflété par un indice n’intégrant pas les processus verticaux.

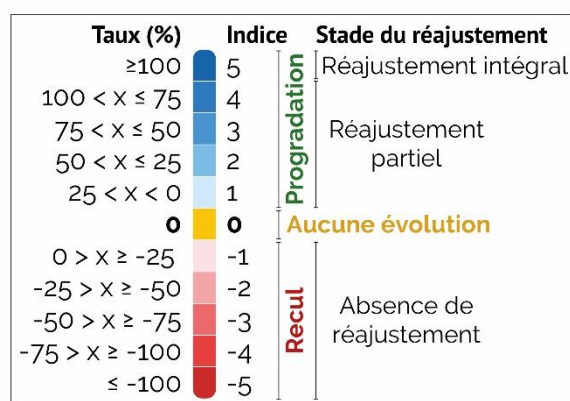


Figure 49 – Détermination des stades de réajustement planimétrique sur la période septembre 2017 – juillet 2018 en fonction des taux d’évolution et de l’indice de réajustement. Cette démarche a été réalisée individuellement pour chacun des transects.

5.2.2. Réajustement morphologique et écologique des systèmes sédimentaires côtiers

De la même manière que nous avons évalué les impacts morphologiques des cyclones de septembre 2017 à partir de relevés réalisés sur le terrain, le réajustement vertical sur une période de 10 mois a été évalué lors d’une mission effectuée entre les 7 et 19 juillet 2018. Les dates de cette mission coïncident avec celle l’image satellite Pléiades utilisée pour évaluer les dynamiques planimétriques (11 juillet 2018) ; les observations *in situ* enrichissent donc utilement les observations réalisées par PIAO.

Les objectifs principaux de cette mission étaient (1) d’évaluer le réajustement morpho-sédimentaire des plages et des systèmes cordons-lagunes des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy dix mois après les impacts des cyclones tropicaux de septembre 2017, (2) d’évaluer

la capacité de réajustement des systèmes morpho-sédimentaires en fonction de leur degré d'artificialisation, (3) d'identifier les interventions humaines ayant interféré ou interférant avec les processus de réajustement planimétriques et verticaux et (4) d'évaluer la résilience de la végétation côtière puisqu'elle traduit (du moins pour les portions de côtes naturelles) les évolutions détectées par photo-interprétation.

Le tableau suivant synthétise les principaux signes de réajustement que nous avons cherché à détecter sur le terrain (Tableau 11).

Évaluation du réajustement morphologique			
Zonation			
	Plage	Berme – Haut de plage – Dune embryonnaire	Arrière-plage (zone stabilisée)
Morphologie	Présence de formations rocheuses en bas de plage Profil de plage : convexe / concave	Présence d'une berme Accumulations éoliennes (L, l, ép.) Rechargement sédimentaire d'origine anthropique Microfalaises / falaises	Évacuation mécanique des dépôts cycloniques
Évaluation de la résilience de la végétation côtière			
Végétation	État de la végétation : absente, système racinaire résiduel, végétation pionnière, régénération significative Développement d'une végétation pionnière sur des accumulations éoliennes récentes Interventions anthropiques : défrichement, élagage, plantation (origine de la végétation)		
Évaluation des stratégies de réponses anthropiques			
Constructions côtières longitudinales	Ouvrages de défense Reconstruction, consolidation ou démantèlement des ouvrages de défense endommagés Construction de nouveaux ouvrages de défense Murs de propriétés longitudinaux Reconstruction, consolidation ou démantèlement des murs longitudinaux endommagés Construction de nouveaux murs longitudinaux		

Comparaison avec situation octobre 2017

Tableau 11 – Synthèse des observations de terrain réalisées sur les systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy entre le 7 et le 19 juillet 2018. (h) : hauteur ; (l) : largeur ; (L) : longueur ; (ép.) : épaisseur.

6. Évaluation de l'influence du facteur anthropique sur les évolutions morphologiques des systèmes côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy

6.1. Contribution à l'échelle pluridécennale

6.1.1. Caractérisation de la nature de la ligne de stabilité

Sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, la nature de la ligne de stabilité a été renseignée pour les années 1947, 1999, 2017 (février et septembre) et 2018. Par un travail de photo-interprétation conduit sur les images aériennes anciennes et les images satellites, nous avons distingué les portions de côtes dites « naturelles » des portions dites « artificielles ». Sur les portions naturelles, la position du trait de côte (LS) correspond à la limite de végétation (Figure 45 et Figure 52 A, B et D), tandis qu'elle coïncide avec la base externe (côté océan) des structures longitudinales sur les portions artificielles (Figure 45 et Figure 52 D).

Cette démarche nous permet, pour chaque site et pour chaque date, de connaître les parts respectives du linéaire côtier naturel et artificiel et d'évaluer la rigidification progressive des systèmes sédimentaires côtiers à l'échelle des 70 dernières années (1947-2017).

6.1.2. Évaluation de la largeur de la zone végétalisée non bâtie

Les zones côtières des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy ont été progressivement urbanisées depuis les années 1940. Le contexte de forte pression foncière (espace disponible pour l'urbanisation limité et contraint) et le développement du secteur touristique ont conduit à une littoralisation croissante des hommes ; cette littoralisation a une conséquence directe sur les caractéristiques éco-morphologiques (par exemple, défrichement, rigidification du trait de côte, compression côtière) des systèmes sédimentaires côtiers et de fait, sur la zone végétalisée non bâtie (ZVNB). Cette zone correspond à l'espace compris entre la zone active de la plage côté océan, dont la limite est marquée par la ligne de stabilité, et les premiers enjeux anthropiques côté terres (Figure 45 et Figure 50).

Pour évaluer la largeur de la ZVNB nous avons numérisé la Limite de l'Environnement Bâti (LEB) sur l'ensemble des sites étudiés sur les deux îles pour les années 1947, 1999 et 2017 (février). La LEB marque la position des premières structures longitudinales côtières ou des premières constructions que l'on rencontre depuis la ligne de stabilité vers l'intérieur des terres. Lorsque la ligne de stabilité (LS) est « artificielle », alors la LEB coïncide avec la LS. Si la LS est « naturelle », alors la LEB sera située à une certaine distance de cette dernière. La largeur de la ZVNB correspond donc à la distance séparant la ligne de stabilité pré-cyclone et la LEB (Figure 45 et Figure 50). Cette dernière (distance LS pré-cyclone / LEB) a été mesurée avec l'extension DSAS (SCE) pour chaque transect ; lesquels sont identiques à ceux utilisés pour détecter la réponse de la ligne de stabilité. Si la ligne de stabilité est « artificielle », alors la largeur de la ZVNB est nulle (Figure 45 et Figure 50).

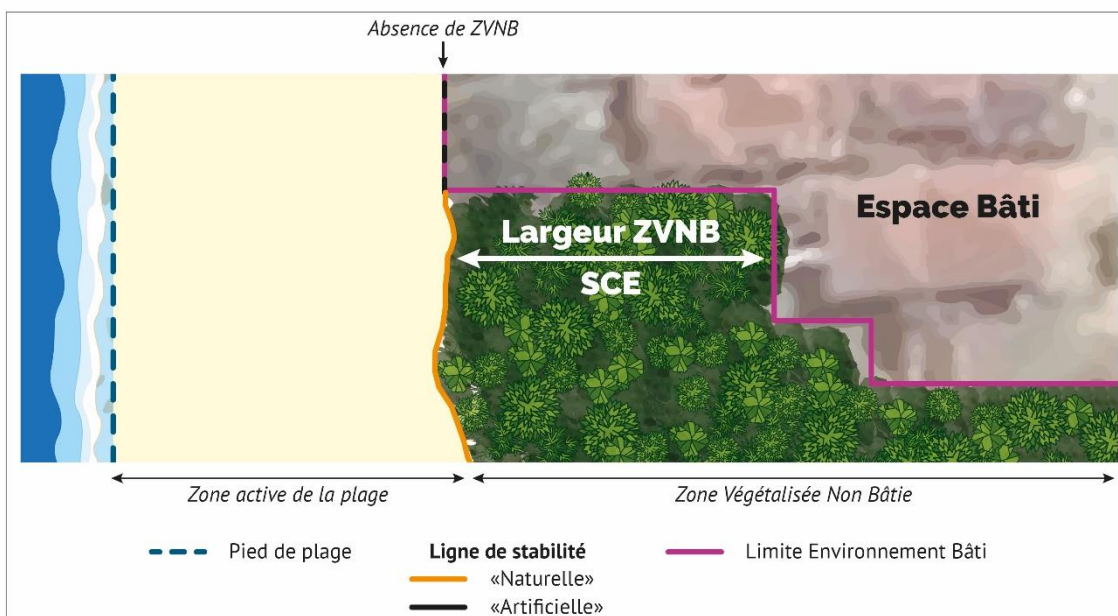


Figure 50 – Vue en plan de la zone végétalisée non bâtie (ZVNB) selon différentes configurations, allant d’une absence ZVNB sur les côtes les plus urbanisées à une ZVNB très étendue vers l’intérieur des terres sur les côtes les plus naturelles. La largeur de la ZVNB correspond à la distance entre la ligne de stabilité et la limite de l’environnement bâti. Cette largeur est nulle lorsque la ligne de stabilité est artificielle. Réalisation : V.Pillet.

6.2. Évaluation de l’influence des structures longitudinales côtières sur la réponse des systèmes sédimentaires de l’île de Saint-Barthélemy aux cyclones tropicaux

Précisions relatives à la démarche méthodologique

Le protocole méthodologique déployé pour évaluer l’influence des structures longitudinales côtières sur la réponse des systèmes sédimentaires dans un contexte météorologique perturbé (cyclone tropicaux) a été élaboré dans le cadre de cette thèse et publié dans l’article suivant :

Pillet, V., Duvat, V.K.E., Krien, Y., Cécé, R., Arnaud, G., Pignon-Mussaud, C., 2019. Assessing the impacts of shoreline hardening on beach response to hurricanes: Saint-Barthélemy, Lesser Antilles. *Ocean Coast. Manag.* 174, 71–91.

Pour cette raison, la présente section s’appuie essentiellement sur la partie « 3.4. Assesment of the influence of human-built structures on beach response » de l’article susmentionné.

Une synthèse de cette démarche est proposée dans la Figure 51

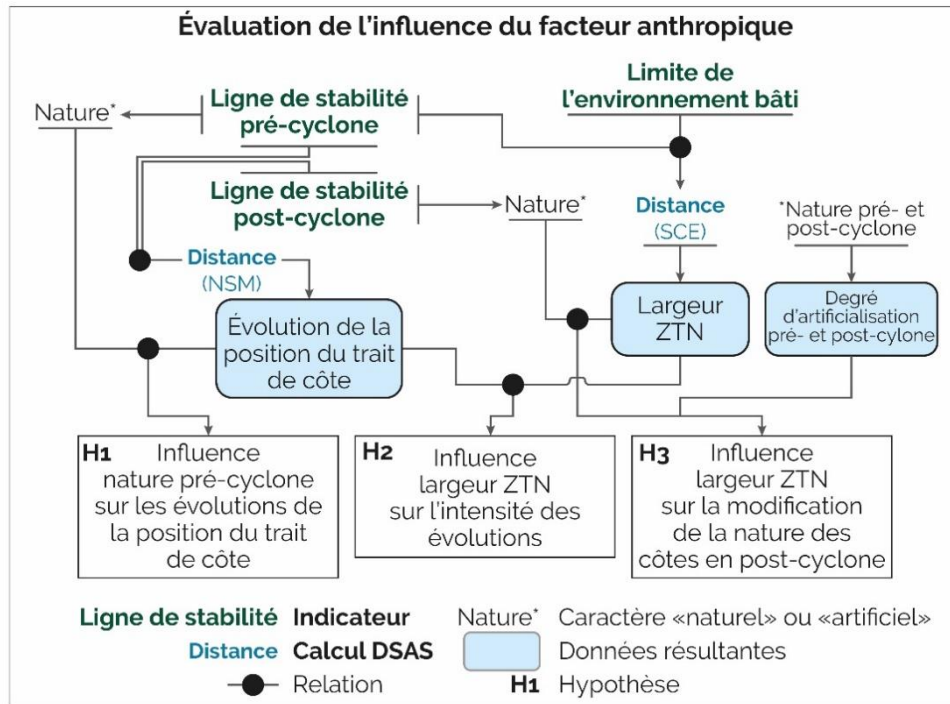


Figure 51 – Synthèse du protocole méthodologique déployé pour évaluer l'influence des structures longitudinales côtières sur la réponse du trait de côte dans un contexte cyclonique.

6.2.1. Évaluation de l'influence de la nature du trait de côte

Pour évaluer l'influence de la nature du trait de côte sur sa réponse aux houles et aux vents générés par les cyclones de septembre 2017, la ligne de stabilité pré-cyclone (février 2017) a été classée en deux catégories distinguant les portions de côtes dites « naturelles » (Figure 45 et Figure 52 A, B et D) des portions dites « artificielles » (Figure 45 et Figure 52 D). La caractérisation de la nature du trait de côte a été réalisée par photo-interprétation à partir de l'image satellite Pléiades du 25 février 2017. Pour évaluer les changements de nature de la ligne de stabilité entre les situations pré- et post-cyclone (passage d'un état « naturel » à un état « artificiel »), cette classification a été réalisée – selon les mêmes critères – pour la situation post-cyclone à partir des images satellites des 10 et 13 septembre 2017 (Figure 52 C) et de photographies géolocalisées capturées le 1^{er} novembre 2017 (Pillet et al., 2019). La nature de la ligne de stabilité a ensuite été renseignée aux différentes dates (février et septembre 2017) pour chacun des transects générés par l'extension DSAS, lesquels ont également été utilisés pour détecter l'évolution de la position du trait de côte sur les différentes périodes d'étude.

6.2.2. Évaluation de l'influence du phénomène de compression côtière

Nous avons évalué l'influence des variations de largeur de la zone végétalisée non bâtie (ZVNB) sur la réponse de la ligne de stabilité en numérisant la limite de l'environnement bâti (LEB) sur les sites étudiés sur l'île de Saint-Barthélemy (Figure 45 et Figure 52 E). Numériser la LEB nous permet par ailleurs de distinguer les portions de côtes ayant conservé une ZVNB de celles sur lesquelles l'urbanisation a conduit à sa disparition (« coastal squeeze » Cooper et Mckenna, 2008 ; Cooper et Pile, 2014) (Pillet et al., 2019). La LEB a été numérisée à partir des images satellites post-cyclone (septembre 2017). À cette date, la démarche de détection des structures longitudinales et des constructions est facilitée par le fait que la végétation a été détruite par les houles et les vents cycloniques.

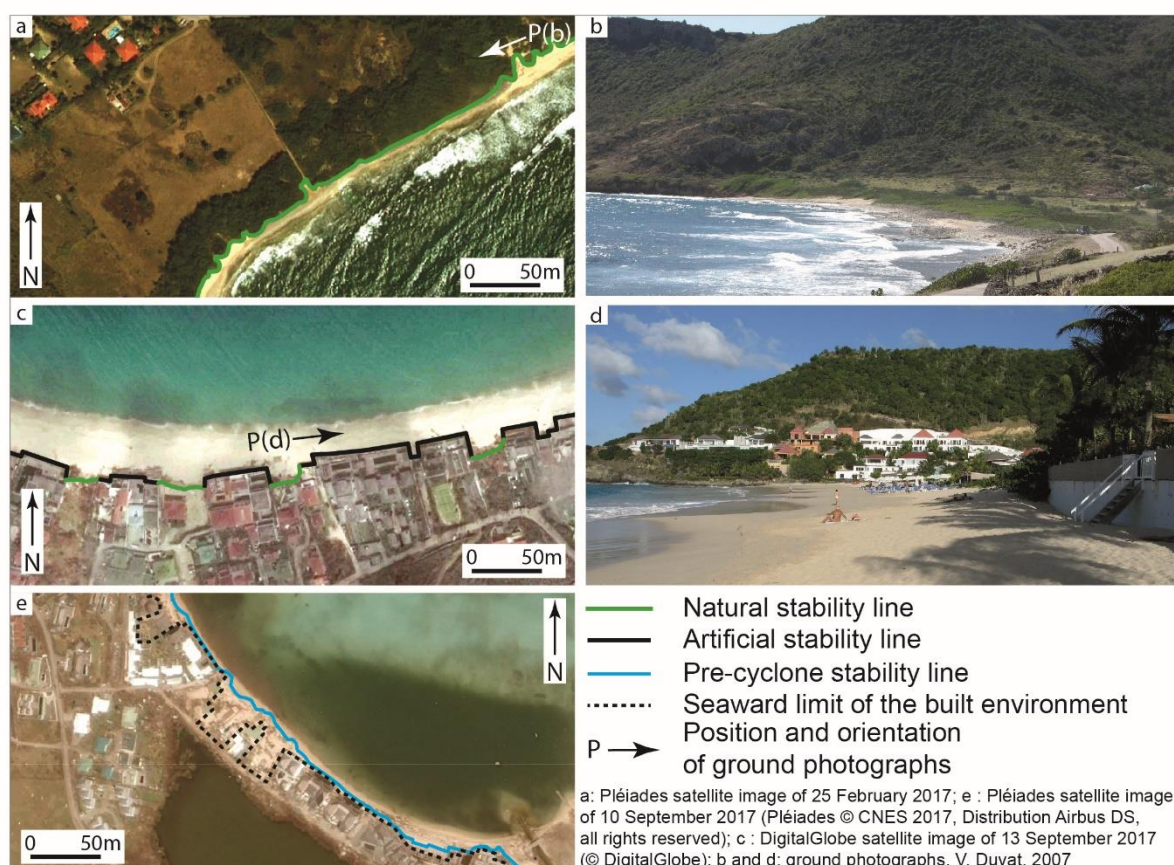


Figure 52 – Indicateurs utilisés pour évaluer l'influence des structures longitudinales côtières sur la réponse des systèmes sédimentaires de l'île de Saint-Barthélemy. (A) Ligne de stabilité pré-cyclone « naturelle » et (B) exemple du site de Grand Fond. (C) Succession de portions « naturelles » et « artificielles » en situation post-cyclone. (D) Illustration des portions côtes « artificielles » au premier plan et « naturelles » en arrière-plan (Flamands). (E) Limite de l'Environnement Bâti (ligne pointillée noire) et position de la ligne de stabilité pré-cyclone (ligne bleue). (Figure extraite sans modification de Pillet et al., 2019).

6.2.3. Attribution statistique de l'influence des structures longitudinales côtières

L'influence des structures longitudinales côtières sur la réponse de la ligne de stabilité dans un contexte cyclonique a été quantitativement évaluée par des tests de corrélation avec le logiciel R. Pour ce faire, quatre hypothèses (synthétisées dans le Tableau 12) ont été émises puis testées. Après avoir produit et généré les données relatives à l'évolution de la position du trait de côte (LS, NSM), à la nature de la ligne de stabilité pré- et post-cyclonique (caractère naturel/artificiel) et à la largeur de la ZVNB, nous les avons joints aux transects générés automatiquement par DSAS. Ainsi, chacun des 561 transects générés sur l'île de Saint-Barthélemy contient les différents résultats produits. Cette démarche systématique et spatialisée permet une analyse statistique pour chaque transect (synthétisée dans la Figure 51).

Hypothèses	Données utilisées pour vérifier l'hypothèse
1 – La réponse du trait de côte a été fortement influencée par la nature de la ligne de stabilité pré-cyclone	Nature de la ligne de stabilité pré-cyclone (naturelle / artificielle) Évolution du trait de côte (NSM)
2 – La présence de structures longitudinales dans une proche bande côtière a eu une influence sur la réponse de la ligne de stabilité	Largeur de la zone végétalisée non bâtie (ZVNB) Évolution du trait de côte (NSM)
3 – La présence de structures longitudinales à une distance ≤ 30 m de la ligne de stabilité pré-cyclone a eu une influence majeure sur la réponse du trait de côte	Transects où largeur de la ZVNB était ≤ 30 m Évolution du trait de côte (NSM)
4 – La proximité de structures longitudinales avec la ligne de stabilité pré-cyclone favorise un changement de la nature du trait de côte (LS) et une artificialisation croissante en situation post-cyclone.	Largeur de la ZVNB Transects correspondant aux portions de côtes naturelles ou artificielles en situation pré- et post-cyclone

Tableau 12 - Hypothèses émises et données utilisées pour attribuer la réponse de la ligne de stabilité. Traduit de Pillet et al., 2019.

Partie Quatre | Résultats

Chapitre 6 | Détection des évolutions planimétriques d'îles coralliennes d'atolls sur le temps long

Ce premier chapitre de résultats présente d'abord l'évolution de long terme de la surface stabilisée des îles coralliennes des atolls de Ahe et de Takaroa (nord-ouest de l'archipel des Tuamotu, Polynésie française) en exposant (1) les évolutions brutes sur les périodes d'étude et (2) les évolutions standardisées décennales. L'évolution des indicateurs de la position du trait de côte est ensuite détaillée pour les côtes océaniques et lagonaires, ce qui permet de renseigner la migration des îles coralliennes sur la couronne récifale. Enfin, nous présentons l'évolution de la largeur des plages des atolls de Ahe, Takaroa, Takapoto et Mataiva (nord-ouest Tuamotu).

1. Évolution de la surface des îles coralliennes sur la période globale

Pour rappel, la période d'étude pour l'atoll de Ahe s'étend de 1993 à 2015 (22 ans) et couvre 83 îles et sections d'îles (74 îles et 9 sections d'îles). Durant cette période, les évolutions morphologiques n'ont pas été influencées par un événement météo-marin de forte intensité et se situent en dehors des temporalités de réajustement des îles au dernier cyclone (Orama, février 1983). La période d'étude pour l'atoll de Takaroa est plus étendue. En effet, cet atoll bénéficie, dès 1969, d'une couverture spatiale quasiment complète. Ainsi, il nous a été possible de détecter les évolutions de surface sur 73 îles et sections d'îles³⁴ (respectivement, 67 et 6) entre 1969 et 2013, soit sur une période de 44 années. Sur cette période, l'atoll de Takaroa a été affecté par un cyclone tropical (Orama, février 1983). Au total, pour les deux atolls confondus, ce sont donc 156 îles et sections d'îles qui ont été traitées à partir des données de surface.

Les évolutions de la surface stabilisée des îles peuvent être appréhendées selon différentes temporalités. Bien qu'elles soient systématiquement détectées sur la temporalité de la période d'étude, elles pourront être restituées soit comme telles – on parlera dans ce cas d'évolutions brutes globales sur la période qui incluent les changements nets et les taux d'évolution globaux – soit rapportées à une période de dix années – on parlera dans ce cas de taux d'évolution standardisés décennaux. Parce que les périodes d'étude présentent une variabilité temporelle parfois importante, la standardisation décennale des taux d'évolution permet la comparabilité des évolutions aux échelles intra-atolls et inter-atolls. Elle a cependant pour effet « d'écraser » les tendances globales, ce qui peut aboutir à « produire » de la stabilité de surface là où les tendances globales indiquent une extension ou une contraction des îles. La relativité des résultats associés aux modes de production retenus sera discutée.

1.1. Evolution de la surface des îles coralliennes sur la période globale

1.1.1. Des îles marquées par un maintien, voire une extension de leur surface

À l'échelle des 156 îles et sections d'îles considérées, on note, en dépit de temporalités différentes, des comportements analogues. En effet, la très grande majorité des îles et sections d'îles des atolls et de Ahe et de Takaroa ont été stables, voire en extension, sur les périodes

³⁴ Dans ce chapitre, le terme « île » inclut les îles et les portions d'îles.

d'étude. Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe I - Tableau 1).

Sur l'atoll d'Ahe, entre **1993 et 2015**, la tendance dominante a été l'extension (54 îles et sections d'îles sur 83, soit 65,06 %), devant le maintien de surface (observé sur 27 îles et sections d'îles, soit 32,53 %) (Figure 53). Au total, ces 81 îles et sections d'îles représentent 97,59 % de l'échantillon. Les îles ayant connu une extension de surface montrent une forte dispersion de leurs taux d'évolution, compris entre + 3,09 % (îles 30 et 51) et + 760,00 % (île 9), et des gains de surface nets allant de 0,04 à 1,73 ha. Parmi ces îles, deux, de très petite taille, ont connu des taux d'évolution marqués : l'île 9, dont la taille a augmenté de 760,00 %, passant de 0,05 hectare (ha) en 1993 à 0,43 ha en 2015 (+ 0,38 ha) ; et l'île 28, qui s'est agrandie de 266,67 %, passant de 0,12 ha à 0,44 ha (+0,32 ha). Les taux d'évolution de ces deux très petites îles ne sont pas représentatifs de la tendance générale sur la période. En effet, la moitié (50 %) des îles a connu un taux d'évolution compris entre +2,20 % (premier quartile) et +10,97 % (troisième quartile), avec une médiane égale à +4,55 %. Alors que 97,59 % des îles et sections d'îles d'Ahe ont été stables ou en extension entre 1993 et 2015, deux sections de l'île 43 se sont contractées sur cette période (2,41 % de l'échantillon). À l'origine continue, la section d'île 43g a été divisée en deux entités distinctes, formant ainsi les îles 43g et 42. Cela est dû à la réactivation d'un hoa, qui a induit une perte nette de surface de 4,05 ha ou 28,56 %. (42 et 43g, Figure 53). La section 43h a quant à elle été marquée par une réduction moindre de sa surface, de 1,03 ha sur la période, ce qui représente 3,05 % de sa surface initiale (43h, Figure 53).

Les îles coralliennes de **l'atoll de Takaroa**, étudiées sur la période **1969-2013**, sont marquées par une proportion à peu près égale d'îles stables et en extension, respectivement de 50,68 % (37 îles) et 43,84 % (32 îles), ces deux catégories représentant 93,13 % des îles et sections d'îles étudiées sur cet atoll. La moitié des îles a connu des évolutions de surface comprises entre - 1,27 % (premier quartile) et +8,26 % (troisième quartile), avec une médiane égale à +1,71 %.

Les taux d'évolution des 32 îles et sections d'îles qui ont connu une augmentation de surface sont compris entre +3,13 % et +227,90 %, ce qui illustre la forte variabilité intra-atoll de la réponse des îles sur le long terme. Plusieurs de ces îles ont gagné en superficie parce qu'elles se sont agrégées à l'île voisine pour former une seule et même entité morphologique. C'est le cas notamment des îles 5 et 6, 8 et 9, 12 et 13, 75 et 76 (Figure 54). L'agglomération d'îles entraîne le plus souvent une croissance de surface, qu'illustre bien l'île 5-6. Initialement constituée de deux îles de très petite taille (respectivement 0,38 et 0,48 ha), cette île a connu un gain de surface de + 220,97 % (+ 1,96 ha), pour atteindre une superficie de 2,82 ha en 2013). Généralement, les îles ayant connu ce processus d'agglomération présentent des taux d'évolution moins élevés, de +3,87 %, +4,27 % et +7,84 % pour les îles 8-9, 75-76 et 12-13, respectivement. Toutefois, l'agglomération d'îles n'engendre pas systématiquement un gain de surface significatif. En effet, les îles 3-4 et 71-72 sont restées stables en surface sur la période, avec des taux d'évolution respectifs de + 2,44 % et + 0,53 %. Sur les 73 îles et sections d'îles étudiées à Takaroa, seules 4 se sont contractées (5,48 %) entre 1969 et 2013. Leurs taux d'évolution sont compris entre - 3,26 % (île 42) et -12,90 % (35). Ces îles sont toutes de très petite taille, allant de 0,62 ha (île 35) à 6,12 ha (63) en 1969 (Figure 54).

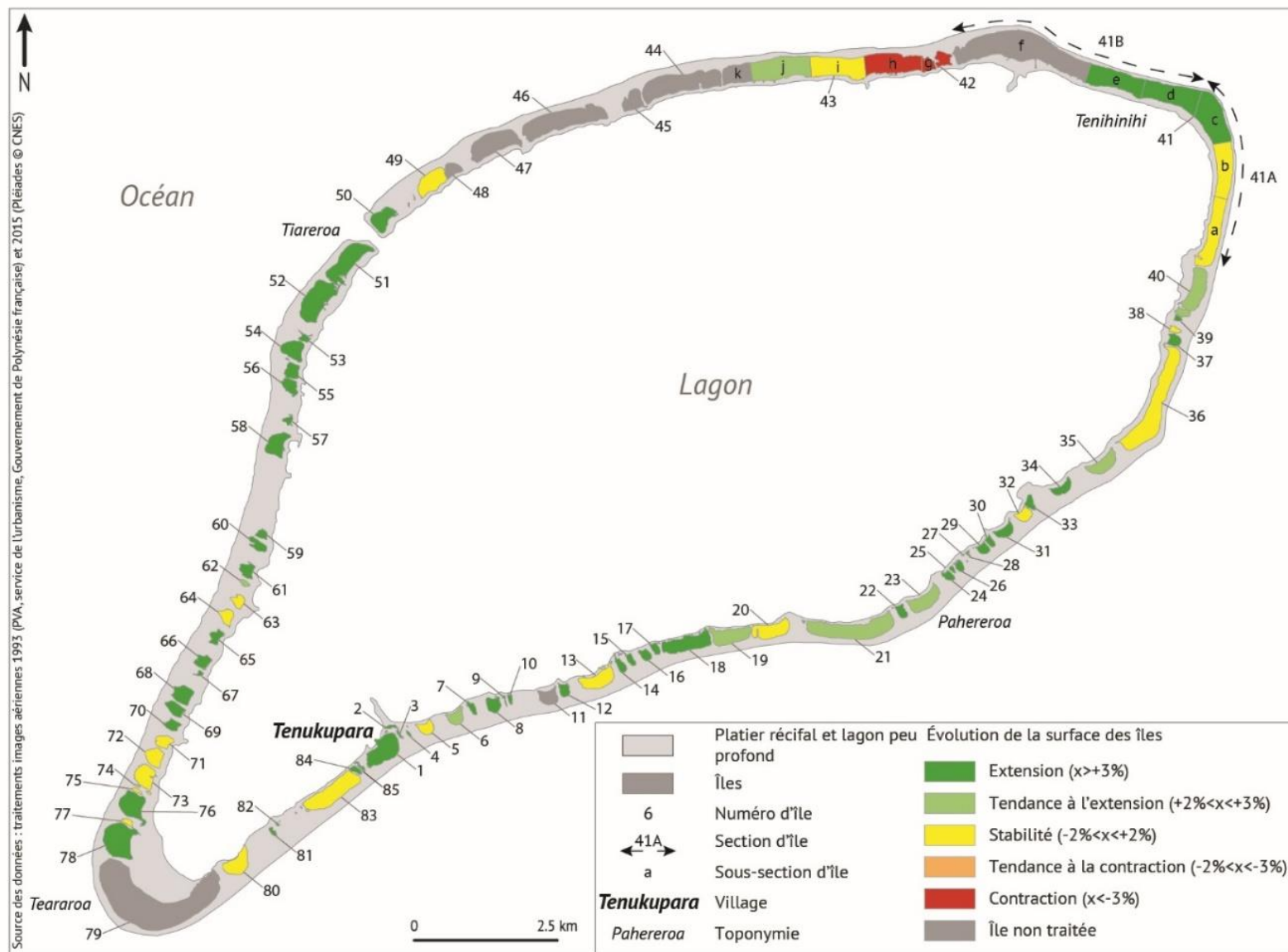


Figure 53 – Évolution de la surface des îles coralliennes de l'atoll de Ahe, établie à partir de l'évolution de la surface stabilisée de l'île (basée sur la position de la ligne de stabilité aux deux dates), entre 1993 et 2015. Cette carte représente le taux d'évolution de la surface des îles, renseignant la proportion des changements à l'échelle des 22 années d'étude.

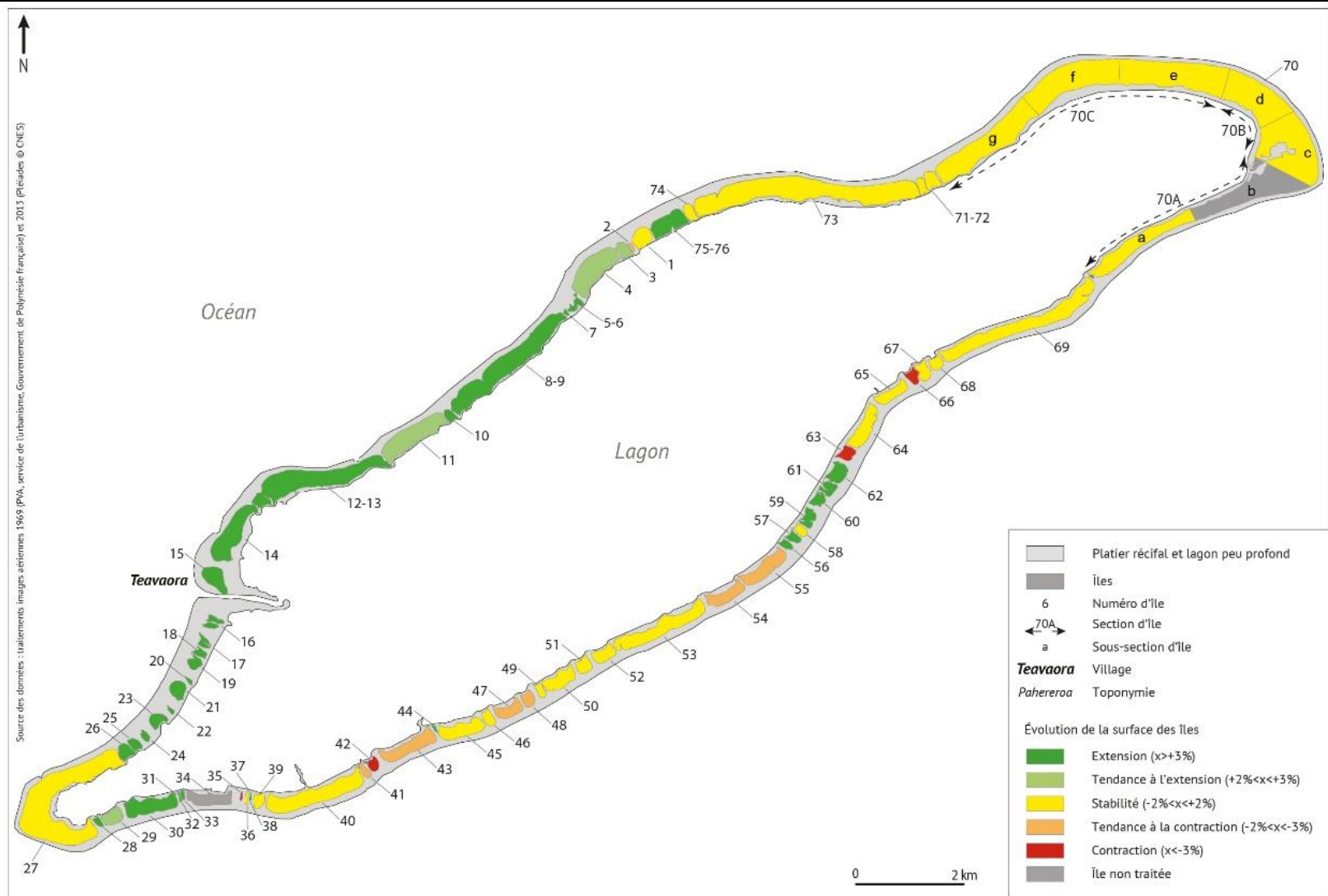


Figure 54 – Évolution de la surface des îles coralliennes de l’atoll de Takaroa, établie à partir de l’évolution de la surface stabilisée de l’île (basée sur la position de la ligne de stabilité aux deux dates), entre 1969 et 2013. Cette carte représente le taux d’évolution de la surface des îles, renseignant la proportion des changements à l’échelle des 44 années d’étude. Sur la face exposée (est), les îles ont été essentiellement stables et secondairement en extension ; tandis que sur la face abritée (ouest), elles ont gagné de la superficie et ont été secondairement stables, les îles (27) et sections d’îles (70a, c, d, e, f et g) situées dans les angles de l’atoll ont été stables.

1.1.2. Des effets de façades marqués

Parce qu'ils se développent dans l'immensité océanique, les atolls ont cette particularité d'être exposés de toutes parts aux facteurs de forçage météo-marins. Les îles coralliennes qu'ils portent sont donc soumises à différents types de houles (cycloniques, distantes, d'alizé...), dont la saisonnalité, la fréquence, l'intensité et la nature peuvent varier considérablement en fonction de la position de l'île sur la couronne récifale et de l'orientation dominante de son trait de côte océanique d'une part, et en fonction du régime de houles dominant et de l'occurrence des événements météo-marins de forte intensité (houles cycloniques et houles générées par des dépressions lointaines se développant au nord et sud de notre zone d'étude), d'autre part. La détection des évolutions de surface des îles des atolls de Ahe et de Takaroa permet de mettre en évidence une forte variabilité intra- et inter-atolls en fonction de leur position sur la couronne récifale. Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe I - Tableau 1).

L'une des différences les plus marquées dans le comportement des îles réside dans l'opposition entre façades dites sous le vent et au vent, soit **ouest et est**. Cependant, comme c'est le cas sur l'atoll de Ahe, cette différence d'exposition aux houles dominantes n'entraîne pas systématiquement des dissemblances d'évolution de la surface des îles. **Sur l'atoll de Ahe, les îles de la face ouest** ont connu des taux d'évolution allant de -1,14 (île 75) à +41,89 % (île 57) ; 18 des 27 îles de cette face (66,67 %) ont vu leur surface s'étendre (îles 51 à 61, 65 à 70 et 76). Ces dernières ont connu des taux d'évolution allant de 3,09 % (île 51) à 41,98 % (57). Par ailleurs, bien que quelques îles aient profité de gains de surface relativement limités, comme l'île 67 par exemple, qui s'est agrandie de 0,04 ha en 22 années (représentant un taux de croissance de +5,26 %), d'autres montrent au contraire des gains de surfaces plus marqués, comme l'île 52, qui a bénéficié de l'extension nette la plus importante sur cette façade avec +1,73 ha sur la période (+6,62 % de sa surface initiale) (Figure 53). La surface des neuf îles restantes (33,33 % ; 62 à 64, 71 à 75 et 77) s'est maintenue (Figure 53). Aucune île de la face ouest ne s'est contractée entre 1993 et 2015.

Les îles de la face est de l'atoll, exposées aux houles d'alizé de secteurs nord-est à sud-est, ont connu sur cette même période des évolutions comparables à la face ouest, alors que cette dernière est dite « sous le vent ». En effet, bien que le nombre d'îles diffère (19 à l'est, 27 à l'ouest), les parts des îles qui se sont contractées et qui ont gagné en superficie sont strictement identiques sur les deux façades (Figure 55). Sur les 18 îles de la face est, 12 (66,67 %) se sont étendues (22, 24 à 26, 28 à 34, 37 et 39) et 6 (33,33 %) ont été relativement stables (23, 32, 35, 36, 38 et 40). Cependant, une différence majeure réside dans les taux d'évolution. En effet, alors que ceux-ci n'excédaient pas +41,98 % sur la face ouest, ils sont compris entre -1,42 % et +266,67 % sur la face est. Il est cependant important de noter que ces taux d'évolution extrêmes sont atteints par de très petites îles (île 28, 0,12 ha en 1993).

Par rapport aux îles situées à l'ouest et à l'est de l'atoll, celles des **faces nord et sud d'Ahe** montrent d'importantes différences de comportement. **Au nord**, les 6 îles pour lesquelles les changements ont été détectés accusent des taux d'évolution compris entre -28,56 et +3,14 %.

Trois de ces îles ont été stables, avec des taux d'évolution de +1,95, +2,20 et -1,36 % pour les îles 43i, 43j et 49, respectivement. Les deux seules sections d'îles qui se sont contractées à l'échelle de l'atoll d'Ahe se situent sur la face nord, avec des taux d'évolution de -3,15 et -28,56 % respectivement pour les sections g et h de l'île de 43. Au nord, seule l'île 50 (soit 16,67 % des îles de la face nord) a été marquée par une extension de sa surface (+0,35 ha, +3,14 %). **Au sud**, le comportement des îles a été significativement différent, d'abord parce qu'aucune île n'a accusé de perte de surface, mais aussi parce que 73,08 % des îles (19 îles sur 26 ; 1 à 4, 7 à 10, 12 à 18, 81, 82, 84 et 85) se sont agrandies. Par ailleurs, 26,92% (7 îles ; 5, 6, 19 à 21, 80, 83) des îles du sud ont été stables en superficie. Ainsi, la différence notable entre le nord et le sud de l'atoll réside dans le fait que le nord a été marqué par une tendance à la stabilité, tandis que les îles du sud ont, dans leur très grande majorité, gagné en superficie.

Alors que nous avons vu que les îles des faces ouest et est de l'atoll de Ahe n'avaient pas eu de comportements fondamentalement différents, **les îles des faces ouest et est de Takaraoa** témoignent d'un effet de façade notable. **À l'ouest**, toutes les îles sont marquées par une croissance significative de leur surface, avec des taux d'évolution compris entre +4,45 (14) et +41,79 %. Parmi elles, l'île-village fait partie des îles qui ont connu la hausse de surface la plus forte, avec un gain net de +5,23 ha (+22,99 %). **À l'est**, la situation est plus hétérogène, avec des taux d'évolution compris entre -1,04 et +30,19 %. En effet, les 30 îles de cette face ont été principalement (20 îles, 66,67%, Figure 55) stables, et secondairement (7 îles, 23,33%) marquées par une croissance de leur surface. Enfin, 3 îles (10,00 %) ont perdu de la surface (Figure 55). Enfin, et bien que cela soit moins prononcé sur Takaraoa que sur Ahe, **les îles du nord et du sud de Takaraoa** ont connu des évolutions contrastées. **Au nord**, les 13 îles ont connu des taux d'évolution allant de -2,13 à +227,90 %. Sept d'entre elles (1 à 4, 11, 71-72 à 74 ; 53,85 %, Figure 55) ont été stables et six (5-6, 7, 10, 8-9, 12-13, 75-76 ; 46,15 %, Figure 55) ont gagné en superficie. Parmi ces 6 îles, 4 se sont agrandies en réponse à l'agrégation de deux îles proches. Les 13 îles du **sud de l'atoll** ont eu des comportements hétérogènes : 60,00 % (6 îles, 28, 30 à 33, 38) se sont agrandies, tandis que 30,00 % (3 îles, 29, 36 et 39) ont été stables, et seulement une île (10,00 %, 35) s'est contractée (Figure 53, Figure 55). Ces six îles enregistrent des taux d'évolution allant de -12,80 à +16,47 %.

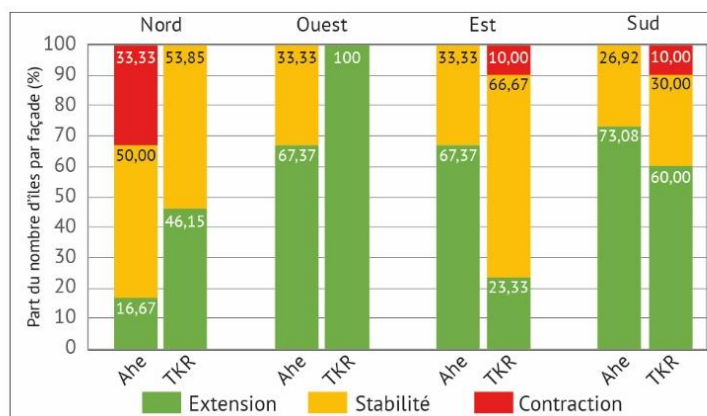


Figure 55 – Évolution de la surface stabilisée des îles des atolls d'Ahe et de Takaraoa en fonction de leur exposition (position sur la couronne récifale et orientation dominante de la côte océanique). TKR = Takaraoa.

Conclusion partielle

Ces résultats mettent en évidence qu'il existe, au-delà des tendances générales d'évolution de la surface des îles, une très grande hétérogénéité de leur comportement dès lors que l'on considère leur position sur la couronne récifale et leur exposition. Des contrastes de comportements se dessinent (entre les façades ouest et est, et nord et sud), aux échelles inter- et intra-atolls.

1.2. Évolution décennale standardisée de la surface des îles coralliennes

1.2.1. Stabilité des îles à l'échelle décennale

Parce que les périodes d'étude diffèrent pour les deux atolls et afin de permettre la comparaison des rythmes d'évolution, les taux d'évolution ont été normalisés sur une période de dix années. Cette standardisation implique que seules les îles ayant connu les évolutions les plus importantes – proportionnellement à la taille initiale de l'île – enregistrent des changements significatifs (au-delà du seuil ± 3 %). En effet, alors qu'à l'échelle des périodes d'étude nous avons mis en évidence une hétérogénéité marquée du comportement des îles en fonction de leur position sur la couronne récifale, les taux d'évolution décennaux montrent de tout autres résultats ; indiquant que les îles étudiées ont été, sur les deux atolls, essentiellement stables (Figure 56, Figure 57) et qu'un certain nombre d'entre elles est passé de la situation « contraction » ou « extension » à « stabilité ». Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe I - Tableau 1).

Cependant, parce que la période d'étude est moindre pour **Ahe** (22 ans contre 44 pour Takaroa), les disparités avec les résultats obtenus sur la période globale y sont moins marquées. En effet, sur les 83 îles et sections d'îles de cet atoll, 51 îles (61,45 %) ont été stables (contre 27 – 32,53 % - entre 1993 et 2015), 31 (37,35 %) ont gagné en superficie (contre 54 – 65,06 %) et une seule île (1,20 %) s'est contractée (contre 2 – 2,41 %) (Figure 56). À l'échelle de l'atoll, on trouve tant à l'est qu'à l'ouest des îles ayant tendance à gagner de la superficie (Figure 57). Cependant, les îles de l'ouest gagnant de la superficie ont des tailles plus importantes que celles de l'est. Sur l'atoll de **Takaroa**, les comportements des îles à l'échelle de la période d'étude globale et en moyenne décennale sont fondamentalement différents. En effet, alors que 37 îles (50,68 %) ont été stables entre 1969 et 2013, 61 îles (83,56 %) l'ont été en moyenne décennale. Évidemment, cette surreprésentation des îles stables à l'échelle décennale a des répercussions sur les autres classes : seulement 12 îles (16,44 %) ont gagné en superficie (contre 32 en 44 années ; 43,84 %) et aucune n'en a perdu (contre 4, soit 5,48 % sur la période globale) (Figure 56, Figure 57).

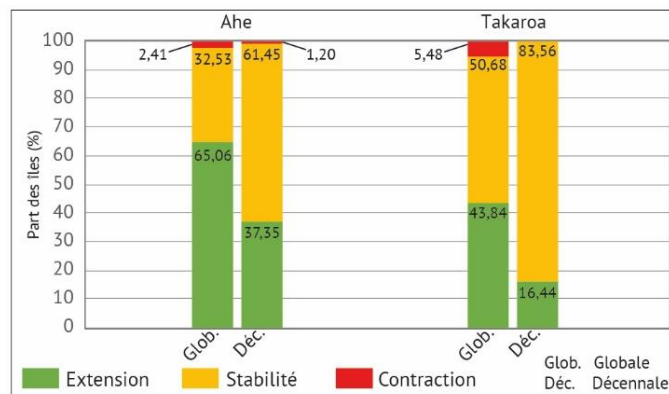


Figure 56 – Répartition des îles en fonction de leur évolution de surface stabilisée sur la période d'étude globale et sur une période de dix années. On note que le seuil de $\pm 3\%$ utilisé pour caractériser le comportement des îles entraîne des contrastes marqués en fonction de la temporalité considérée. À l'échelle décennale, les îles coralliennes des atolls de Ahe et de Takaroa sont essentiellement marquées la stabilité.

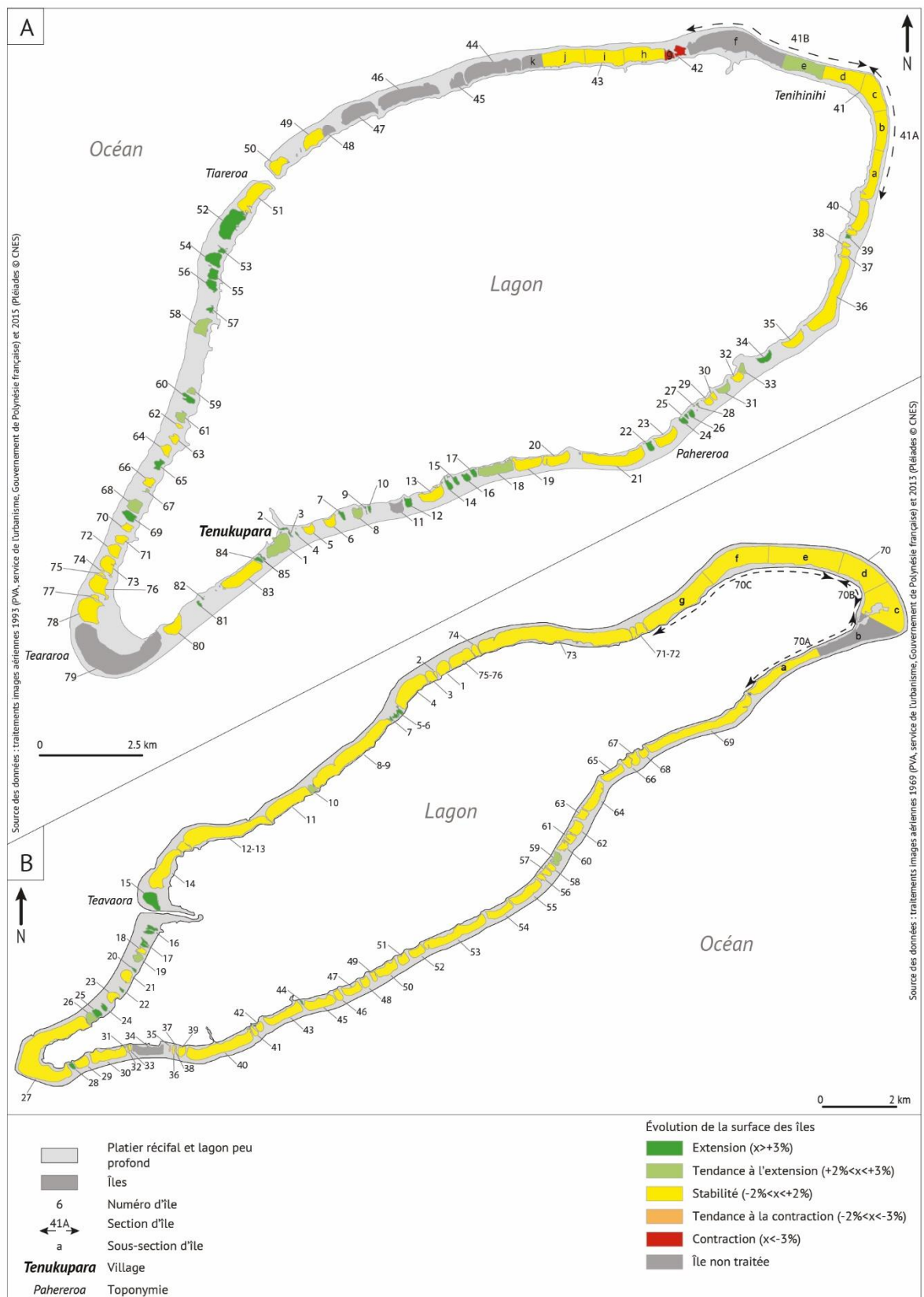


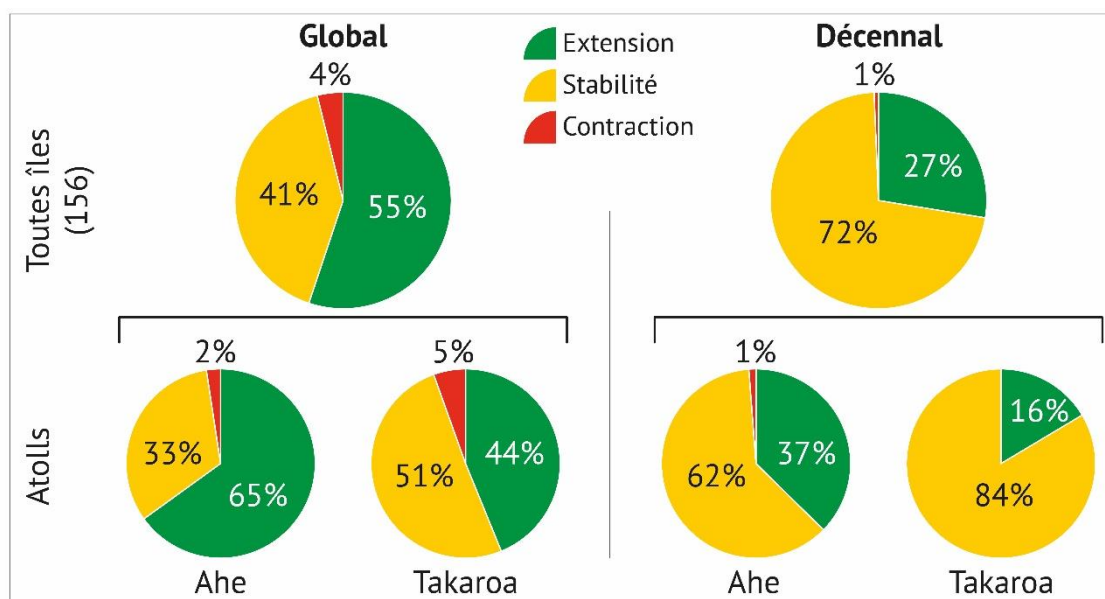
Figure 57 – Évolution de la surface des îles coralliennes des atolls de Ahe (A) et de Takaroa (B) normalisée sur une période décennale. Le comportement des îles rapporté à une moyenne décennale entraîne un bilan fondamentalement différent de ce qui a été détecté lorsque nous considérons les périodes d'étude considérées dans leur globalité.

Conclusion partielle

Taux brut global et taux standardisé décennal : implication des modes de production des statistiques dans la relativité des résultats

Les résultats bruts globaux révèlent que la majorité des îles des atolls de Ahe et de Takaroa s'est agrandie ou est resté stable (55 % et 41 % de l'échantillon total, respectivement) et que seule une minorité s'est contractée (4 %) sur les périodes globales d'étude (22 années pour Ahe et 44 années pour Takaroa). Les taux d'évolution standardisés décennaux montrent une toute autre tendance ; en taux d'évolution décennal les îles ont été principalement stables (72 %) et secondairement en extension (27 %) alors qu'une minorité s'est contractée (1 %).

Ces conclusions démontrent que le mode de production des résultats (taux brut global / taux standardisé décennal) influence directement leur nature (part des îles en extension, stables ou qui se sont contractées) ; elles permettent aussi de montrer la relativité des résultats obtenus selon le mode de production choisi : alors que les taux bruts globaux reflètent, sans les modifier, les évolutions de surface, les taux standardisés décennaux – bien qu'ils permettent la comparabilité des résultats aux échelles inter- et intra-atolls en dépit de temporalités d'études variables – écrasent les tendances et « produisent » de la stabilité.



1.2.2. Des rythmes d'évolution fortement influencés par la taille initiale des îles

Nos résultats corroborent le fait que les taux d'évolution (globaux et décennaux) sont fortement influencés par la taille initiale des îles, comme cela a déjà été démontré dans les études précédentes (Webb et Kench, 2010 ; McLean et Kench, 2015 ; Duvat, 2018). Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe I - Tableau 1).

Plusieurs seuils se distinguent et permettent de dégager des types de comportements associés. Premièrement, **les îles dont la superficie initiale est inférieure à 5 ha** sont celles qui montrent les taux d'évolution les plus marqués et les plus dispersés (Figure 58). Sur l'échantillon d'îles étudié ici, 73 entrent dans cette classe. Parmi elles, 50,68 % ont gagné de la surface et 49,32 % ont été stables. Certaines d'entre elles ont connu des taux d'évolution décennaux très élevés. Alors qu'aucune petite île ne présente de taux décennal inférieur à -3 % (contraction), douze d'entre elles ont des taux de croissance décennaux excédant +10 %, et allant même jusqu'à atteindre les taux extrêmes de +345,45 et +121,21 % sur deux très petites îles de l'atoll de Ahe (îles 9 et 28, 0,05 et 0,12 ha, respectivement). Deuxièmement, **les îles dont la superficie initiale est comprise entre 5 et 10 ha**, ont été essentiellement stables (22 îles de cette classe, 84,62 %) (Figure 58). Les taux d'évolution décennaux montrent une moindre dispersion des valeurs extrêmes pour les îles ayant gagné de la superficie (4 îles, 15,38 %), puisqu'ils ont atteint au maximum +4,06 % pour cette catégorie d'îles. Troisièmement, les 55 **îles dont la taille initiale est supérieure à 10 ha** enregistrent des taux d'évolution décennaux en très grande majorité (94,55 %) stables. Seules 2 îles de plus de 10 ha montrent des taux d'évolution décennaux supérieurs à + 3 % (+3,01 et 5,23 %) ; parmi elles, l'île-village de l'atoll de Takaroa est celle qui montre le taux d'évolution décennal le plus élevé (+5,23 %), équivalant à un gain de surface de 2,44 ha (en 44 ans). Il est important de noter ici, bien qu'elle ne soit pas incluse dans cette catégorie (île en extension) que l'île-village de l'atoll de Ahe est la troisième île de plus de 10 ha en termes de taux d'évolution décennal, avec 2,46 % de croissance (soit 1,08 ha en 22 années). Dans cette catégorie d'îles de plus de 10 ha, seule une île s'est contractée (-12,98 %/10 ans ; Figure 58), mais elle correspond à un cas particulier déjà évoqué de réactivation d'un hoa.

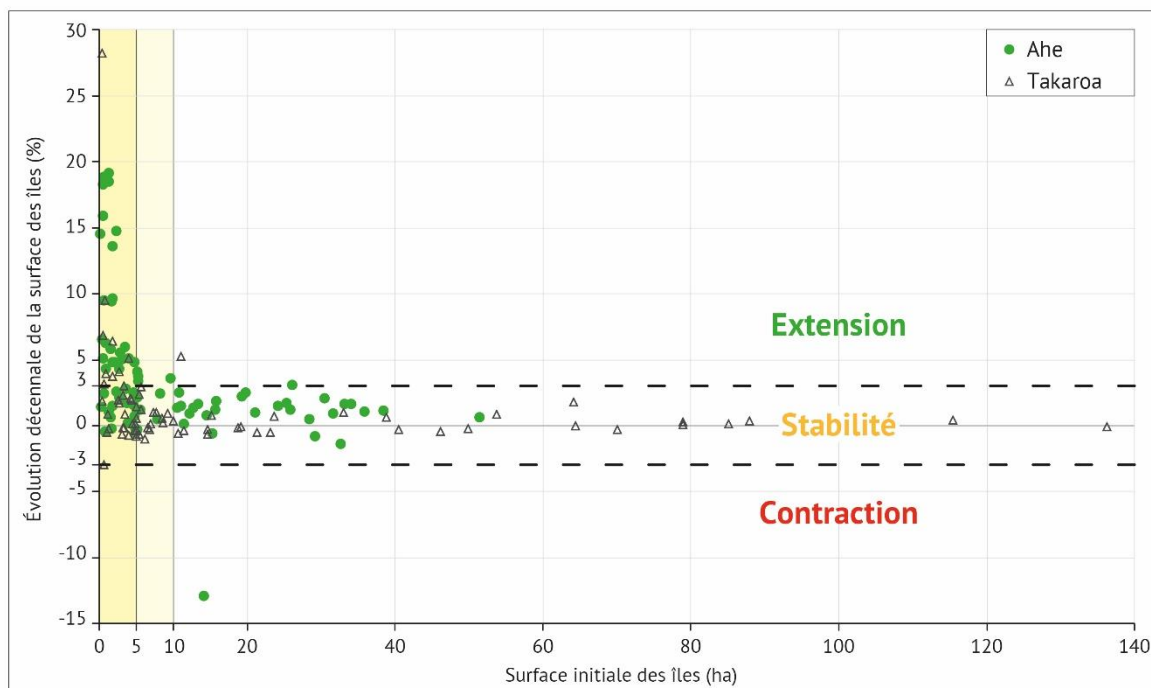


Figure 58 – Taux d'évolution décennaux des 156 îles et sections d'îles étudiées sur les atolls de Ahe et de Takaroa. Les zones de couleur jaune correspondent aux différents seuils de taille à partir desquels le comportement des îles à l'échelle décennale montre des spécificités. Par exemple, les îles dont la superficie est inférieure à 5 hectares ont connu les taux d'évolution les plus marqués, tandis que les îles supérieures à 10 hectares ont été, pour la quasi-totalité, stables. La zone contenue entre les lignes pointillées matérialise le seuil de $\pm 3\%$. Trois îles ont été exclues de ce graphique en raison de valeurs extrêmes : l'île 5-6 de Takaroa (+51,79 %), les îles 28 (+121,21 %) et 9 (+345,45 %) de Ahe.

Utile pour comprendre les dynamiques globales qui ont agi sur le long terme, la détection des évolutions de surface masque cependant les spécificités propres au comportement des indicateurs de la position du trait de côte à une échelle plus fine.

Conclusion partielle

Influence de la taille initiale des îles dans l'amplitude des évolutions détectées

La taille initiale des îles influence l'amplitude et la dispersion des taux d'évolution décennaux :

- **Les îles de moins de 5 ha** sont celles qui présentent la plus forte dispersion des taux d'évolution décennaux (extension maximale de 346 %). Aucune ne s'est contractée.
- **Les îles dont la superficie est comprise entre 5 et 10 ha** sont essentiellement stables (85 %) et présentent une moindre dispersion des taux d'évolution extrêmes (extension maximale de 4 %)
- **Les îles de plus de 10 ha** sont majoritairement stables (95 %). Deux îles de cette catégorie ont gagné en superficie, dont l'île la plus peuplée de l'atoll de Takaroa.

2. Évolution de la position du trait de côte et migration des îles sur la période globale

2.1. Ligne de stabilité

2.1.1. Évolution de la position de la ligne de stabilité des faces océaniques sur la période globale

La ligne de stabilité des faces océaniques des îles des atolls d'Ahe et de Takaroa, bien que son évolution ait été détectée selon des temporalités différentes, présente des comportements similaires en fonction de l'exposition des côtes (face au vent/sous le vent) et de la position des îles sur la couronne récifale. **Sur leur face océanique, les îles des faces est** (au vent) ont été majoritairement marquées par un maintien de la position de la ligne de stabilité ; **sur leur face océanique, les îles des faces ouest** (sous le vent) ont en revanche généralement connu une avancée de la ligne de stabilité. Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe I - Tableau 2 et Annexe I - Tableau 3).

Sur l'atoll d'Ahe, 67,57 % (25 îles) des 37 îles que compte la **face est** n'ont pas connu d'évolution significative de la position de leur ligne de stabilité sur la face océanique entre 1993 et 2015. Sur l'atoll de Takaroa, le constat est similaire : l'indicateur a été stable sur la face océanique de 55,27 % (21) des 38 îles de la **face est** entre 1969 et 2013. Sur ces deux atolls, si la stabilité a été comme on vient de le voir le comportement dominant de la ligne de stabilité sur la face océanique, le recul a été le second comportement observé : il concerne 24,32 % (9) et 23,68 % (9) des îles de Ahe et de Takaroa, respectivement. Cependant, bien que la direction des changements soit comparable, leur ampleur ne l'est pas ; la ligne de stabilité ayant reculé en moyenne de -4,56 à -10,33 m sur Ahe et de -4,61 à -16,15 m sur Takaroa. Enfin, la ligne de stabilité océanique a connu des valeurs de progradation variables entre ces deux atolls, tant en nombre/part d'îles concernées qu'en ampleur des changements : elle concerne 8,11 % (3) des îles, avec des valeurs de progradation moyennes comprises entre +4,09 et +8,35 m sur la face est de Ahe, contre 21,05 % (8) des îles, avec des valeurs de progradation comprises entre +4,42 et +26,33 m sur la face est de Takaroa.

Sur leur face océanique, les îles des faces ouest (sous le vent) d'Ahe et de Takaroa ont été premièrement marquées par une progradation de la ligne de stabilité. Sur Ahe, 48,39 % des îles (15) ont connu une avancée de leur ligne de stabilité comprise entre +4,81 et +27,90 m entre 1993 et 2015. Sur ces 15 îles, 8 (îles 41-B e, d, 52, 54, 65, 68, 69 et 78) montrent des valeurs moyennes de progradation > 10 m. La ligne de stabilité a progradé sur plus de la moitié des îles de la face ouest de l'atoll de Takaroa (55,56 %, 15 îles), parmi lesquelles 9 ont bénéficié d'une avancée moyenne > 10 mètres, dont l'île-village (île 15, NSM moyen de +36,46 m avec une avancée maximale de +84,28 m). Alors que la valeur de progradation moyenne maximale est de +27,90 m (île 69) à Ahe, elle atteint +46,29 m sur l'atoll de Takaroa (île 24). Après la progradation, le second comportement de la ligne de stabilité observé a été la stabilité, qui concerne 38,71 et 29,63 % des îles des faces ouest de Ahe et de Takaroa, respectivement. Enfin, seule une part réduite des îles des faces ouest de ces deux atolls montre un recul de la ligne de stabilité océanique. Sur Ahe, cela s'observe sur 12,90 % (2) des îles, avec des valeurs moyennes de recul atteignant -86,51 et -43,21 m (îles 43g et 42, respectivement, lesquelles ont perdu l'équivalent

de 4,05 ha). **Sur Takarua**, 14,81 % (3) des îles de la face ouest ont connu un recul de la ligne de stabilité océanique entre 1969 et 2013 (71-72, 73 et 74), avec une valeur maximale moyenne de -48,85 m pour l'île 72.

Conclusion partielle

Évolution de la position de la ligne de stabilité des faces océaniques sur la période globale

À l'échelle intra-atoll, la ligne de stabilité des faces océaniques présente des comportements contrastés selon l'exposition des côtes (face au vent ; face sous le vent), mais similaires à l'échelle inter-atolls :

- **À l'est** (côte au vent), la ligne de stabilité a été **majoritairement stable** en position (sur 68 % et 55 % des îles de cette face à Ahe et Takarua, respectivement)
- **À l'ouest** (côte sous le vent), elle a **généralement progradé** (sur 48 % et 56 % des îles de cette face à Ahe et Takarua, respectivement)

2.1.2. Évolution de la position de la ligne de stabilité des faces lagunaires sur la période globale

La ligne de stabilité des faces lagunaires est et ouest des atolls d'Ahe et de Takaroa montre des comportements plus contrastés que ceux observés sur leur face océanique. Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe I - Tableau 4 et Annexe I - Tableau 5).

Si la ligne de stabilité lagunaire a été stable pour une majorité d'îles de la face est (au vent), la part des îles concernées varie considérablement entre les deux atolls puisque cette situation concerne 71,80 % (28) des îles de **Takaroa** contre 56,76 % (21) de celles **d'Ahe**. La principale différence entre ces deux atolls tient à la part des îles dont le trait de côte lagunaire a progradé ou reculé. Ainsi, 40,54 % (15) **des îles au vent d'Ahe** a connu une progradation de la ligne de stabilité lagunaire, avec une valeur de progradation moyenne supérieure à 10 m sur 8 de ces îles, dont l'île-village (NSM moyen de +12,26 m). Cette valeur a même été supérieure à 25 m sur les îles 25, 26, 24 et 14, avec respectivement +25,26 m, +27,19 m, +39,74 m et +70,19 m. **Sur Takaroa**, la progradation ne concerne que l'île 61 (2,56 %), avec une valeur moyenne de +16,39 m et une valeur maximale atteignant 75,08 m. Le nombre d'îles sur lesquelles la ligne de stabilité lagunaire a reculé sur la période d'étude est nettement plus important sur l'atoll de Takaroa, avec 10 îles (25,64 %) et un recul moyen maximal de -7,75 m, que sur l'atoll d'Ahe, où une seule île (2,70 %) est dans cette situation (NSM moyen, -6,80 m).

La ligne de stabilité lagunaire des îles de la face ouest (sous le vent) a été stable sur 75,00 % (24) et 70,37 % (19) des îles d'Ahe et de Takaroa, respectivement. Elle a avancé sur 25 % (8) et 18,52 % des îles, avec des valeurs de progradation moyennes maximales de 13,36 m (île 55) et de 33,26 m (île 3) sur Ahe et Takaroa, respectivement. Enfin, sur trois îles de Takaroa (11 % ; 17, 18 et 21), la ligne de stabilité lagunaire a connu un recul, compris entre - 4,09 à -7,30 m en moyenne, alors qu'aucune île n'est dans ce cas à Ahe.

Connaître le comportement des traits de côtes océaniques et lagunaires offre la possibilité de caractériser les modalités de migration des îles sur la couronne récifale à l'échelle pluridécennale.

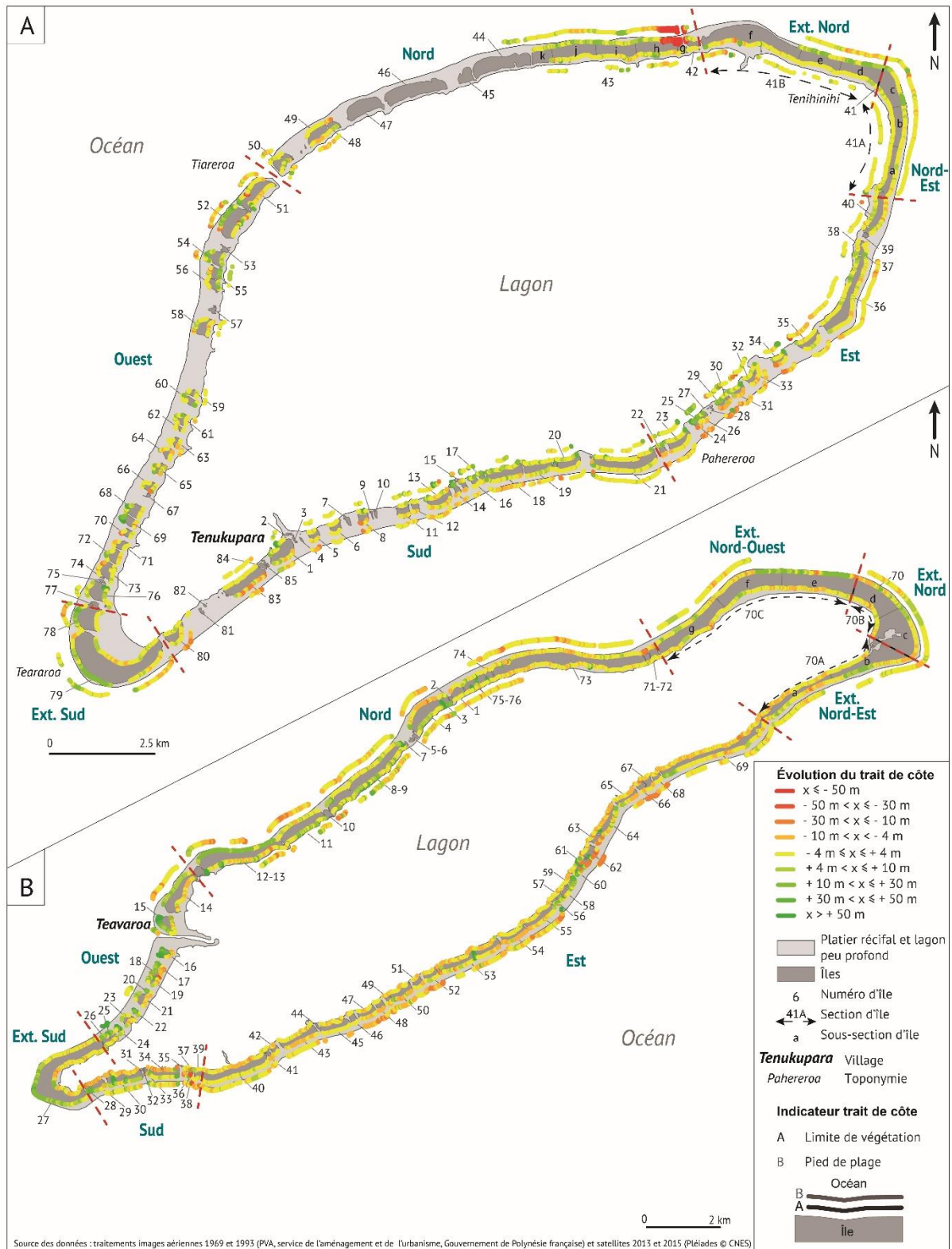


Figure 59 – Évolution de la position de la ligne de stabilité et du pied de plage des atolls de Ahe (A) et de Takarua (B).

Conclusion partielle

Évolution de la position de la ligne de stabilité des faces lagunaires sur la période globale

La ligne de stabilité des faces lagunaires présente des comportements contrastés selon l'exposition des côtes (face au vent/sous le vent) :

- **À l'est** (au vent), la ligne de stabilité a été **généralement stable** en position (sur 57 % et 71 % des îles de cette face à Ahe et Takaroa, respectivement), mais son comportement est contrasté à l'échelle inter-atolls (progradation sur 41 % des îles à Ahe et sur seulement 2 % des îles à Takaroa).
- **À l'ouest** (sous le vent), elle a **majoritairement progradé** (sur 75 % et 70 % des îles de cette face à Ahe et Takaroa, respectivement).

2.1.3. Migration des îles des atolls de Ahe et de Takaroa sur la couronne récifale

Les îles coralliennes des atolls sont en perpétuelle évolution. Au-delà de subir des changements de surfaces en réponse à de multiples facteurs de forçage, elles peuvent également connaître des déplacements sur la couronne récifale. La migration des îles résulte de la tendance moyenne du comportement de leurs lignes de stabilité océanique et lagonaire. La Figure 60 résume schématiquement les différentes situations théoriques. Ces modèles théoriques ont été utilisés pour étudier le comportement des îles sur les périodes d'étude de chaque atoll.

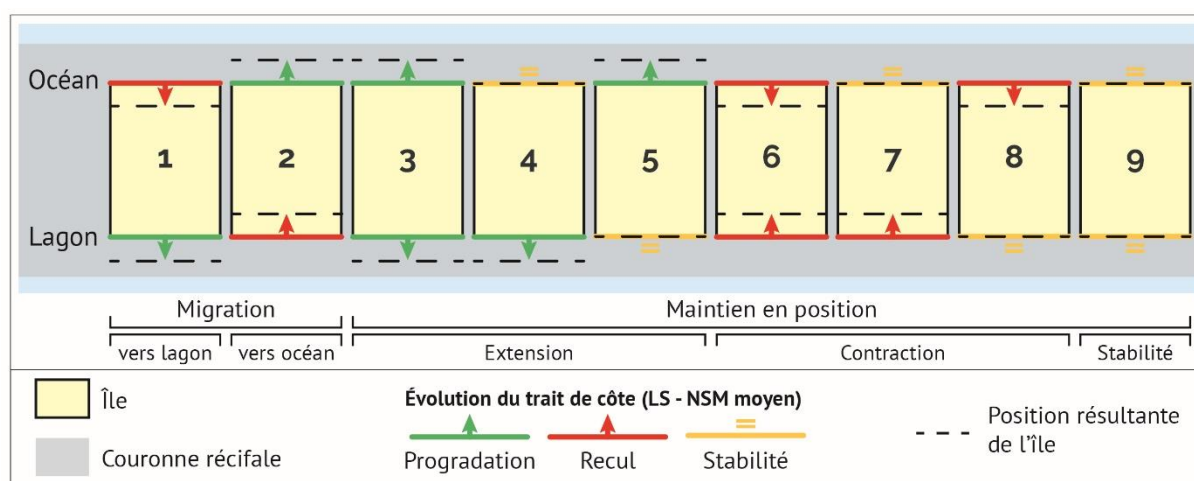


Figure 60 - Modèles conceptuels des modalités de migration des îles coralliennes sur la couronne récifale des atolls. Conception et réalisation : V.Pillet.

À partir de l'évolution de la position de la ligne de stabilité, nous avons détecté les changements de position des îles sur la couronne récifale de 134 îles des atolls de Ahe (68 îles) et de Takaroa (66 îles). Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe I - Tableau 6).

Sur les deux atolls, les îles ont été essentiellement stables en position sur la couronne récifale (Figure 61 A et D). Cette situation concerne 86,76 % (59) et de 89,40 % (59) des îles d'Ahe et de Takaroa, respectivement (Figure 61 D). **Les îles qui ont migré sur la couronne récifale** ne concernent qu'une part réduite de l'échantillon, puisqu'elles représentent 13,24 % (9) et 10,60 % (7) des îles d'Ahe et de Takaroa, respectivement (Figure 61 D). Au total, **sur les deux atolls** (134 îles), 88,07 % (118 îles) ont été stables en position tandis que 11,93 % (16 îles) se sont déplacées sur la couronne récifale.

La migration des îles coralliennes sur la couronne récifale n'est donc pas la norme sur les atolls étudiés et les îles présentent des comportements très variables à l'échelle inter-atoll en termes de direction de déplacement. En effet, **sur Ahe**, 9 îles (13,24 %) ont migré en direction du lagon, c'est-à-dire que leurs côtes océaniques se sont érodées tandis que leurs côtes lagonaires ont progradé dans le même temps (modèle théorique 1 ; Figure 60), tandis que cela ne concerne qu'une seule île de Takaroa (1,51 %). **Sur l'atoll de Takaroa**, la migration d'entités insulaire, lorsqu'elle a eu lieu, s'est essentiellement faite dans la direction opposée : 6 îles ont migré en

direction de l'océan (9,09 %), c'est-à-dire que leurs côtes lagunaires ont reculé tandis que leurs côtes océaniques ont progressé (modèle théorique 2 ; Figure 60).

Sur les deux atolls, les îles ayant migré en direction du lagon sont exclusivement situées sur les faces nord (2 îles), est (6 îles) et sud (1 île), avec une surreprésentation sur la face est (7 des 10 îles ayant migré dans cette direction se situent à l'est). À l'inverse, les 6 îles ayant migré en direction de l'océan sont équitablement distribuées au sud et à l'ouest de l'atoll de Ahe (Figure 61 B, C). Ainsi, sur les deux atolls, lorsqu'une île se déplace sur la couronne récifale, elle migre vers le lagon si elle est située sur la côte au vent de l'atoll (est), tandis qu'elle se déplace vers l'océan si elle est située sur la côte sous le vent (ouest). Toutefois, la majorité des îles a été stable en position sur la couronne récifale (88,07 %). Or, la stabilité des entités insulaires ne signifie pas que leurs côtes océaniques et lagunaires ne sont pas dynamiques. Néanmoins, une part non négligeable des îles stables en position est caractérisée par des évolutions non significatives des côtes océaniques et lagunaires (modèle théorique 9 ; Figure 60). C'est le cas de 35,29 % (24) des îles sur Ahe et de 28,79 % (19) des îles sur Takarua (Figure 61 B, C, D), sur lesquelles les évolutions détectées reflètent une stabilité des entités insulaires (aussi bien en termes de position sur la couronne récifale qu'en termes de surface). Les îles restantes (51,47 % à Ahe et 60,61 % à Takarua) sont caractérisées par un dynamisme certain de leurs côtes océanique et/ou lagunaire (modèles théoriques 3 à 8 ; Figure 60). Par exemple, la progression de la côte océanique associée à la stabilité de la côte lagunaire (modèle théorique 5 ; Figure 60) est le deuxième mode de changement observé ; il concerne 23,53 % (16) et 25,76 % (19) des îles des atolls d'Ahe et de Takarua, respectivement (Figure 61 B, C, D). Les îles d'Ahe ont également été concernées par une progression de la ligne de stabilité lagunaire associée à une stabilité de la face océanique (modèle théorique 4 ; Figure 60), et ce, à hauteur de 17,65 % de l'échantillon (12), tandis que le recul de la face océanique associé à la stabilité de la face lagunaire (modèle théorique 8 ; Figure 60) a été prédominant sur 11 îles de Takarua (16,67 %) (Figure 61 B, C, D).

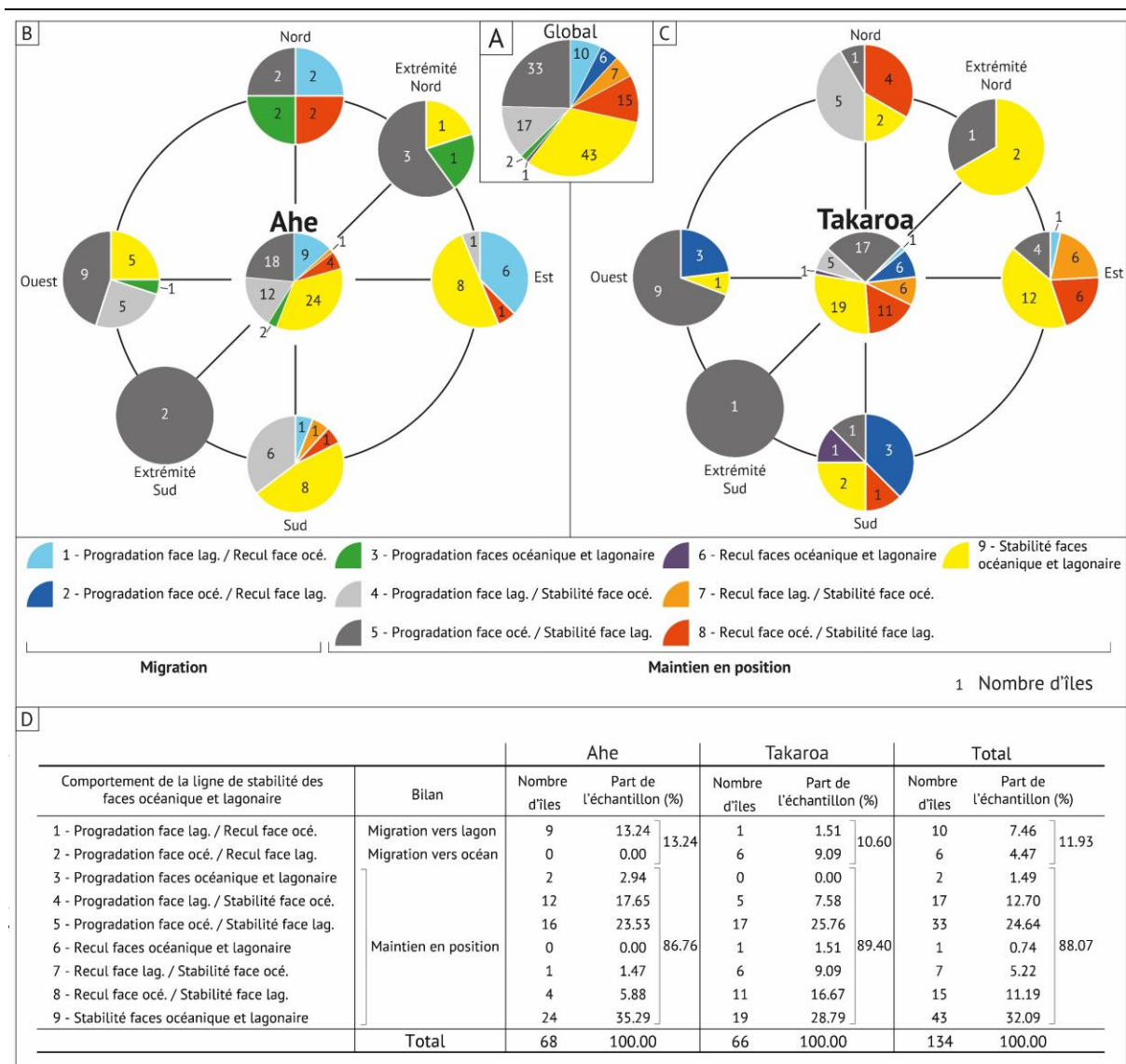


Figure 61 – Migration des îles sur la couronne récifale des atolls de Ahe et de Takarao. Les résultats ont été synthétisés en fonction de l'exposition des îles sur la couronne récifale. Le déplacement des îles coralliennes est le résultat de l'évolution des lignes de stabilité des faces océaniques et lagonaire. (A) Comportement des 134 îles étudiées sur les atolls de Ahe et de Takarao. Synthèse du comportement des îles en fonction de leur position sur la couronne récifale des atolls de Ahe (B) et de Takarao (C). (D) Tableaux de synthèse du comportement des îles entre 1993 et 2015 (Ahe) et 1969 et 2013 (Takarao).

Conclusion partielle

Migration des îles sur la couronne récifale des atolls d'Ahe et de Takarao

La **majorité des îles a été stable en position** (88 %). Ces îles stables en position sont tout de même caractérisées par un dynamisme de leurs côtes océaniques et/ou lagonaire (51,47 % à Ahe et 60,61 % à Takarao).

Une **minorité d'îles a migré sur la couronne récifale** (12 %) :

- Sur les **côtes exposées** (au vent), les îles ont migré **vers le lagon** (7,46 %)
- Sur les **côtes abritées** (sous le vent), les îles ont migré **vers l'océan** (4,47 %)

2.2. Évolution de la position du pied de plage sur la période globale

2.2.1. Évolution de la position du pied de plage sur la côte océanique

À l'échelle des 89 îles pour lesquelles nous avons pu détecter les évolutions de la position du pied de plage océanique sur les périodes 1993-2015 (Ahe) et 1969-2013 (Takaroa), cet indicateur est majoritairement stable (53,93 %, 48 îles), et secondairement en recul sur 42,70 % de l'échantillon (38 îles), avec une valeur moyenne maximale de recul atteignant -83,01 m sur l'île 43g de l'atoll de Ahe. Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe I - Tableau 7 et Annexe I - Tableau 8).

Au-delà de ces observations générales, on note, tant aux échelles inter-atolls qu'intra-atoll, des similitudes dans le comportement du pied de plage sur notre période d'étude. **Sur les faces exposées des atolls (est ou au vent)**, le pied de plage a connu soit une stabilité, soit un recul de sa position. En effet, ce dernier a été stable sur 51,61 % et 50,00 % des îles des faces est des atolls de Ahe et de Takaroa, respectivement. Les autres îles (48,39 % à Ahe et 50,00 % à Takaroa) ont vu leur pied de plage reculer, parfois de manière significative. Sur l'atoll de Ahe, le recul moyen maximal atteint -11,35 m sur l'île 30 ; sur Takaroa, il atteint jusqu'à -20,40 m sur l'île 66. Sur deux ces îles, les valeurs maximales de recul atteignent localement - 22,48 (5) et -32,24 m (35), respectivement. De plus, le pied de plage océanique n'a progressé sur aucune île des faces au vent des deux atolls.

Les faces abritées (ouest ou au vent) des atolls montrent des tendances semblables aux faces au vent, bien que le pied de plage ait progressé sur un nombre très limité d'îles (3 îles, 3,37 %). La stabilité du pied de plage domine sur la face ouest, puisqu'elle a été détectée sur 50 % et 71,43 % des îles de Ahe et Takaroa. À l'ouest, le recul du pied de plage concerne 35,71 % (5 îles) et 21,43 % (3) des îles de cette face à Ahe et Takaroa, respectivement. À Ahe (face ouest), les valeurs d'évolutions moyennes du pied de plage sont très dispersées - elles sont comprises entre -5,37 m et -83,01 m (île 43g) – tandis qu'elles sont plus homogènes à Takaroa (de -4,07 à -5,89 m). L'île 43g de l'atoll de Ahe est celle qui a connu, sur les deux atolls, les plus fortes valeurs de recul de son pied de plage, atteignant localement -117,86 m. Pour rappel, cette île est également l'une des seules à avoir connu une contraction de sa surface sur notre période d'étude. Par ailleurs, un seul cas de disparition intégrale de la plage océanique a été détecté sur les deux atolls, qui concerne l'île 15 de l'atoll de Takaroa (île-village), dont la largeur moyenne était de 5,24 m en 1969 (Figure 62).

L'évolution de la position du pied de plage, associée au comportement de la ligne de stabilité a une influence directe sur l'évolution de la largeur de la zone active de la plage, puisque cette dernière trouve ses limites internes et externes avec ces deux indicateurs de position du trait de côte.

Conclusion partielle

Évolution de la position du pied de plage des côtes océaniques

Sur les côtes océaniques, le pied de plage a majoritairement été stable (54 % des îles) et secondairement été en recul (43 %). Son comportement est sensiblement comparable sur les faces exposées (au vent) et abritées (sous le vent), bien que des spécificités intra-atoll se dessinent :

- **Sur les faces exposées (est)**, le pied de plage a été soit stable (52 % des îles à Ahe et 50 % à Takaroa), soit en recul (48 % à Ahe et 50 % à Takaroa). Il n'a progradé sur aucune île.
- **Sur les faces abritées (ouest)**, le comportement du pied de plage est plus contrasté. Il a été respectivement stable et en recul sur 50 % et 36 % des îles d'Ahe et sur 71 % et 21 % des îles de Takaroa. À l'échelle inter-atolls, la dissemblance principale réside dans la dispersion des valeurs moyennes d'évolution sur les îles où le pied de plage a reculé ; elle est importante à Ahe (-5,37 m/-83,01 m), alors qu'elle est limitée à Takaroa (-4,07 m/-5,89 m)

3. Évolution de la largeur des plages à l'échelle pluri-décennale

Les plages constituent les zones les plus dynamiques du système insulaire corallien. Nous proposons ici d'étudier l'évolution de leur largeur sur les faces océaniques des îles de quatre atolls de l'ouest de l'archipel des Tuamotu. Ici, l'évolution de la largeur des plages correspond à l'évolution de la largeur moyenne de la plage océanique d'une île donnée à une date donnée (qui correspond aux dates des périodes d'étude). À chaque île correspond donc une plage. Ainsi, l'évolution de 124 plages océaniques a été détectée (124 îles), sur près de 116 kilomètres de côte (11 553 mesures, une tous les 10 mètres) et sur des périodes allant de 22 ans (1995-2013) à 44 ans (1969-2013). Pour rappel, les mesures réalisées correspondent à la distance séparant le pied de plage et la ligne de stabilité. Outre les atolls de Ahe et de Takaroa, pour lesquels les évolutions de surfaces des îles et de position des indicateurs du trait de côte ont été présentées dans les parties précédentes, les atolls de Takapoto et de Mataiva, dont les données avaient été produites avant la réalisation de cette thèse, sont ici intégrés, afin d'accroître le nombre de plages étudiées et d'essayer de dégager un modèle régional d'évolution de long terme. Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe I - Tableau 11).

3.1. Des plages dont la largeur s'est essentiellement maintenue sur le long terme

Réparties sur quatre atolls, les 124 plages (1 île = 1 plage ici) pour lesquelles ont été détectées les évolutions de largeur à l'échelle pluridécennale, ont essentiellement été stables (à hauteur de 73,39 % de l'échantillon) et secondairement (25,81 %) en contraction. Sur la période d'étude, une seule plage, située dans le sud de l'atoll de Takaroa, a vu sa largeur moyenne s'accroître ; elle ne représente que 0,80 % de l'échantillon total. Cependant, au-delà de cette tendance générale, des similitudes et des spécificités inter-atolls se distinguent. **Sur les atolls de Ahe, Takaroa et de Mataiva**, la largeur des plages a été essentiellement stable (Figure 62 E). Par ailleurs, **l'atoll de Takapoto** est caractérisé par une contraction généralisée de la largeur de ses plages entre 1969 et 2013. En effet, plus de 61 % d'entre elles se sont contractées (31 plages), alors que près de 39 % (19 plages) ont été stables sur cette même période (Figure 62 E). Ces résultats montrent qu'il est difficile d'aboutir à un modèle régional de réponse de la largeur des plages dans un contexte d'élévation du niveau de la mer passé, dans la mesure où les plages ont réagi de manière contrastée sur les deux atolls voisins que sont Takaroa et Takapoto (les temporalités d'étude sont strictement identiques ; 1969-2013)

3.2. Des effets de façades marqués sur certains atolls

Les effets de façades, résultant de la variabilité de leur degré d'exposition aux houles dominantes et exceptionnelles, semblent commander, au moins pour partie, les évolutions de largeur des plages océaniques. C'est particulièrement le cas pour les plages des atolls de **Ahe et de Takaroa** : la largeur de la quasi-totalité des plages s'est maintenue sur la côte est, tandis qu'elles se sont essentiellement contractées à l'ouest, avec des réductions de largeur parfois significatives (Figure 62 A et C). Par ailleurs, bien que ces effets de façades soient moins marqués sur l'atoll de Takapoto, car la très grande majorité des plages a perdu de la largeur, il est à noter que toutes les plages dont la largeur s'est maintenue entre 1969 et 2013 sont situées sur la face au vent (Figure 62 B, secteurs sud, est et extrémité nord-est).

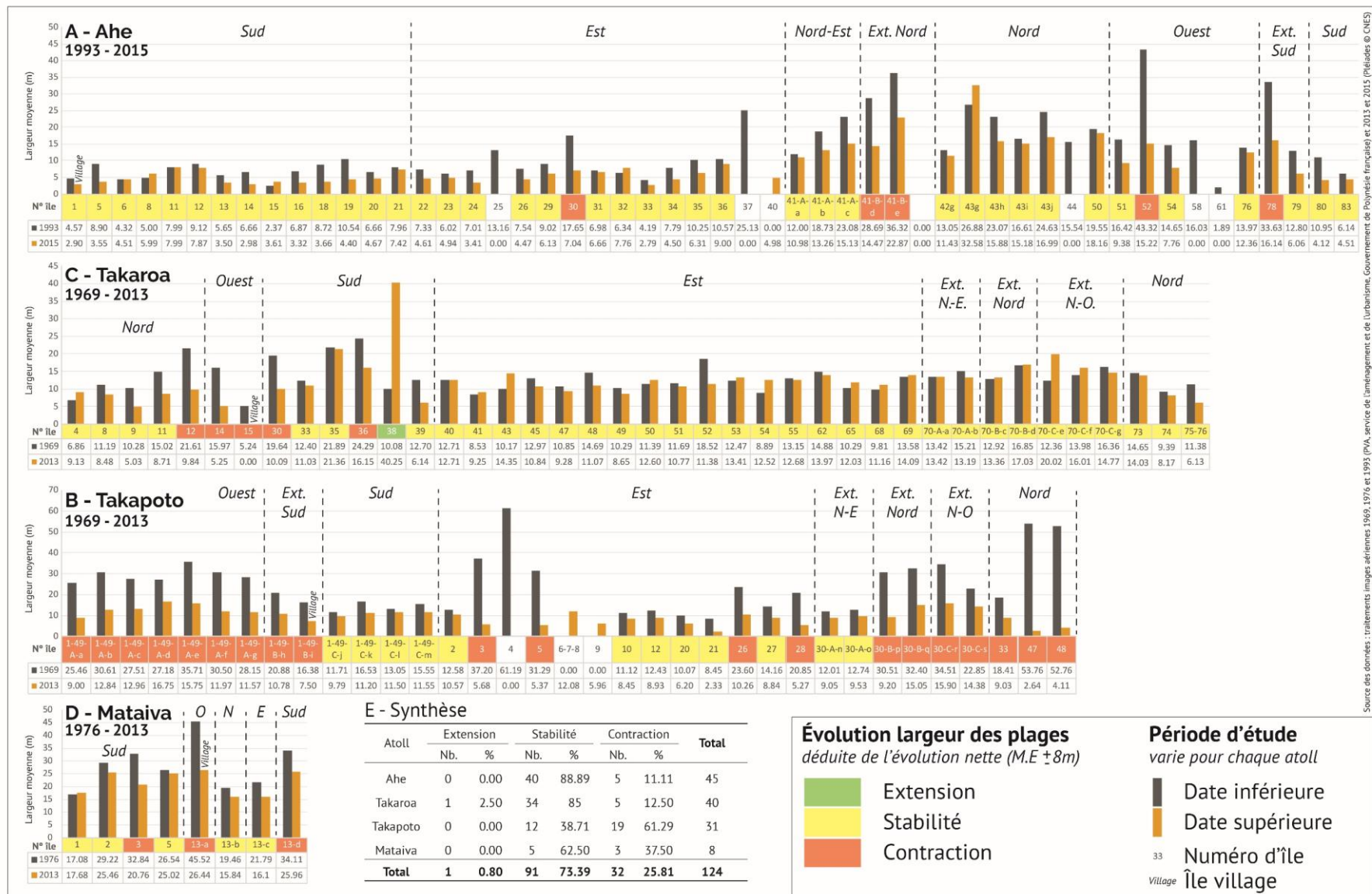


Figure 62 – Évolution de la largeur des plages des faces océaniques des îles d'atolls du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu. N.B. : Ext. = extrémité.

Conclusion partielle

Évolution de la largeur des plages des côtes océaniques

Les largeurs moyennes des plages océaniques (124) des quatre atolls étudiés ici ont essentiellement été stables (73,39 %) alors que 25,81 % d'entre elles se sont contractées. Seule une plage s'est élargie (0,80 %).

L'évolution de la largeur des plages est caractérisée par une **variabilité inter-atolls marquée** :

- **Ahe, Takaroa et Mataiva** : la largeur des plages a été stable
- **Takapoto** : les plages se sont essentiellement contractées (61 %)

Cette variabilité s'exprime également à l'échelle intra-atoll :

- **Côtes exposées** (est) : la largeur des plages a été essentiellement stable sur les 4 atolls
- **Côtes abritées** (ouest) : la largeur des plages a diminué à Takaroa et Takapoto

Sur les atolls étudiés, **aucun modèle de réponse régional** de la largeur des plages ne se distingue.

Chapitre 7 | Trajectoire d'évolution pluridécennale des îles coralliennes d'atolls : de l'influence des facteurs météo-marins de forte intensité

Bien que l'approche pluridécennale permette d'appréhender le comportement global des systèmes insulaires coralliens et de dégager des tendances aux échelles inter- et intra-atolls, elle a pour conséquence de lisser leurs trajectoires d'évolution. Or, des études menées sur les îles coralliennes d'atolls ont démontré que les trajectoires de ces îles n'étaient ni linéaires, ni continues dans l'espace et le temps, mais la résultante de phases successives d'extension et de contraction (Duvat et al., 2017a ; Duvat et Pillet, 2017). De plus, les plages, qui constituent avec les flèches sableuses les zones les plus dynamiques des îles coralliennes, peuvent quant à elles connaître des pulsations sédimentaires de grande amplitude (Rankey, 2011 ; Kench et al., 2015 ; Duvat et al., 2017a ; 2017b ; Duvat et Pillet, 2017). Ces dernières peuvent être générés par des événements météo-marins de forte intensité, tels que les cyclones tropicaux, et les processus de réajustement qu'ils engendrent. Ces phases successives sont généralement liées à la variabilité climatique, autrement dit, à l'alternance de périodes de temps calme et de périodes perturbées, pendant lesquelles l'hydrodynamisme est commandé par au moins un événement météo-marins extrême. Il est à noter cependant que les périodes de temps calme caractérisent le régime climatique de notre zone d'étude, et même qu'elles en sont la norme ; il arrive cependant qu'un événement météo-marins extrême vienne occasionnellement modifier les conditions hydrodynamiques.

La détection des évolutions à l'échelle pluridécennale ne saurait mettre en évidence ces phases successives et ne donne à voir qu'une trajectoire d'évolution continue et linéaire, pouvant être positive (augmentation de surface, progradation du trait de côte) ; négative (contraction de surface, recul du trait de côte) ; ou encore neutre (stabilité de surface et maintien de la position du trait de côte). Ce chapitre vise à mettre en évidence ces fluctuations de court terme.

Les événements météo-marins de forte intensité - tels que les cyclones - jouent un rôle essentiel dans l'évolution des îles coralliennes (Stoddart, 1971 ; Maragos et al., 1973 ; Baines et al., 1974 ; Stoddart et Steers, 1977 ; Bayliss-Smith, 1988 ; Woodroffe et al., 1999 ; Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a, 2017b). D'abord, parce qu'ils peuvent engendrer des changements morphologiques marqués sur des temps très courts (de quelques heures à quelques jours) et avoir, et selon les cas, un rôle érosif ou constructeur ; mais aussi parce qu'ils sont l'un des vecteurs de la formation et de la persistance sur le temps long de certaines îles coralliennes, en permettant l'accumulation de volumes sédimentaires (plus ou moins significatifs selon les cas) sur le platier récifal ou sur les îles. C'est ce qui justifie ce chapitre. Nous nous focalisons ici sur les évolutions passées des îles à l'échelle de sous-périodes successives, qui permettront de mettre en évidence la réponse des îles à la variabilité climatique à partir de l'étude d'événements climatiques isolables dans le séquençage des images disponibles. La première période, s'achevant en 1981 pour les deux atolls de Takaroa et Ahe, permet de détecter le comportement des îles sur des intervalles de 12 à 20 années, respectivement. Cette période est caractérisée par un climat que l'on définira comme relativement « calme », car n'ayant pas connu d'événements climatiques majeurs de type cyclone ou fortes houles distantes (Figure 63). La seconde période, plus courte, s'étend de 1981 à 1984 pour les deux atolls. Durant cette période, Ahe et Takaroa ont été touchés

en février 1983 par Orama (du 20 au 28 février), cyclone le plus puissant et le plus destructeur ayant affecté l'ouest de l'archipel des Tuamotu (pour rappel, catégorie 3, pression minimum de 898 hPa, vitesse moy. des vents sur 10 min. de 228 km/h et vitesse max. de 280 km/h ; Laurent et Varney, 2010). Cet intervalle d'étude permet donc de détecter l'influence de ce cyclone sur le comportement d'un échantillon d'îles. Enfin, deux périodes consécutives nous offrent d'abord à étudier les processus de réajustement morphologique post-cyclone, puis l'évolution par climat relativement calme des îles. La première s'étend de 1984 à 1993 (Ahe) et de 1984 à 1995 (Takaroa), et la seconde de 1993 à 2015 et de 1995 à 2013, respectivement pour Ahe et Takaroa. La figure ci-dessous synthétise les périodes d'étude successives sur lesquelles repose ce chapitre (Figure 63).

Ici, la limite de végétation se substitue à la ligne de stabilité dans l'effort de détection du comportement du trait de côte, conformément aux études menées précédemment (Duvat et al., 2017a ; 2017b ; Duvat et Pillet, 2017). Des travaux précédents (Duvat et Pillet, 2017) ont montré que la ligne de stabilité ne pouvait pas être utilisée pour détecter les impacts des événements météo-marins extrêmes tels que les cyclones sur les îles coralliennes, dans la mesure où la limite entre la zone active de la plage et les blocs coralliens stabilisés et grisés situés sur l'arrière-plage (qui constitue, lorsque ces blocs sont présents, la position de la ligne de stabilité sur les côtes naturelles) peut être recouverte de débris coralliens fraîchement déposés par les houles cycloniques ; cette limite n'est pas détectable dans ces conditions. Le pied de plage a également été utilisé afin de repérer les pulsations sédimentaires subies par les plages lors de ces événements.

Dans cette perspective, le chapitre suivant analyse les évolutions associées à chaque sous-période (Figure 63), en présentant d'abord les évolutions de la surface des îles (ligne de stabilité), puis les évolutions de la position des indicateurs de trait de côte (limite de végétation et pied de plage).

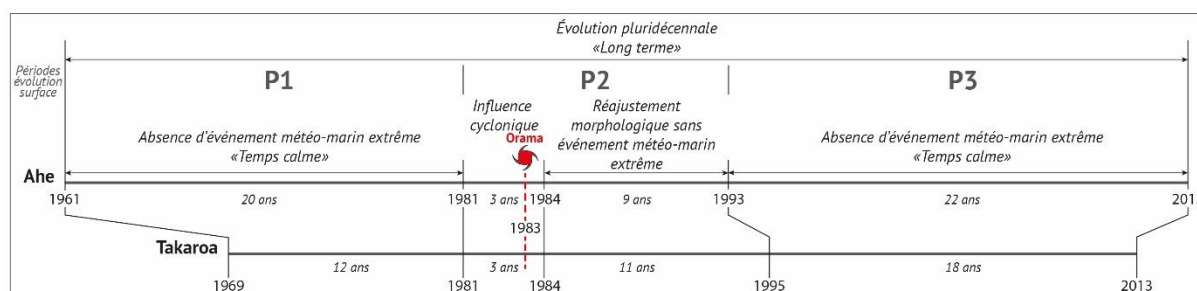


Figure 63 – Les périodes d'étude successives sur Ahe et Takaroa.

1. Évolution de la surface des îles par sous-périodes : des trajectoires d'évolution non linéaires

Dans le chapitre précédent, où les évolutions de surface ont été détectées sur le long terme, nous avons vu que la majeure partie des îles de l'atoll de Ahe a connu entre 1993 et 2015 une extension (65,06%), devant celles qui ont connu une relative stabilité de leur surface (32,53%). Sur l'atoll de Takaroa, entre 1969 et 2013, la surface des îles a été pour 50,68% d'entre elles stable et pour 43,84% en hausse. Seuls 2,41% et 5,48% des îles de Ahe et de Takaroa, respectivement, se sont contractées. Ce chapitre démontre que les trajectoires d'évolution de ces îles ne sont pas linéaires dans le temps, et qu'elles sont influencées, entre autres facteurs, par les cyclones tropicaux.

1.1. Des périodes de temps relativement calme marquées par des phases d'extension de la surface des îles

L'évolution de la surface des îles des atolls de Ahe et de Takaroa a été calculée à partir de la position de la ligne de stabilité à des dates successives, permettant de capturer l'évolution de la surface sur des périodes dites de temps « calme » et des périodes sous influence cyclonique (impacts du cyclone Orama et processus de réajustement).

Deux périodes d'étude nous permettent de capturer l'évolution de la surface des îles par temps « calme ». La première (P1) s'étend de 1961 à 1981 sur Ahe et de 1969 à 1981 à Takaroa, la seconde (P3) de 1993 à 2015 (Ahe) et de 1995 à 2013 (Takaroa) (Figure 63).

Sur la période P1, aucune île ne s'est contractée, quelle que soit sa surface initiale. Cependant, il est possible de distinguer différentes tendances en fonction de la taille des îles. Les îles dont la surface initiale était inférieure à 5 ha ont essentiellement été marquées par une phase d'extension. Sur cette période, 23 îles avaient une surface **inférieure à 5 ha**, et 19 d'entre elles se sont agrandies. Les taux d'évolution moyens sont compris entre +3,04 % (T16³⁵) et +24,52 (T44). De plus, 6 îles ont été marquées par une augmentation de surface supérieure à 10 % (taux d'évolution, A2, T17, T20, T32, T38 et T44). Par ailleurs, la surface de 4 îles inférieures à 5 ha a été stable (T22, T42, T46 et A53) (Figure 64 A et Figure 65 A). Sur la période P1, la majorité (5 îles, T21, T23, T26, T29 et T51) des îles (71,42 %) dont la surface était comprise entre **5 et 10 ha** (7 îles) présente un taux d'évolution supérieur à +3 %, jusqu'à atteindre au maximum +5,25 % sur l'île T26. Sur cette période P1, la surface de deux îles (T48, T52 ; 28,58 %) a été stable (Figure 64 B et Figure 65 B). Enfin, les îles dont la surface initiale était **supérieure à 10 ha** ont été stables sur la période P1. En effet, parmi les 13 îles des deux atolls qui correspondaient à cette classe de taille, 10 (76,92 %) n'ont pas connu de changement de surface significatif (T15, T27, T30, T40, T43, T45, T47, T50, T53 et A1). Par ailleurs, les 3 îles restantes (T14, A50 et A52 ; 23,08 %) ont

³⁵ Dans ces sections, les numéros d'îles des atolls de Ahe et de Takaroa sont respectivement précédés des lettres « A » et « T » afin de faciliter leur identification.

connu une augmentation de leur surface, avec des taux d'évolution compris entre +3,08 % (T14) et +22,10 % (A52) (Figure 64 C et Figure 65 C).

Sur la seconde période de temps « calme », période P3 (1993/1995-2013/2015 ; 53 îles sur les deux atolls), une majorité d'îles a vu sa surface croître de plus de 3 % (41 îles, 77,36 %) alors qu'elle a été stable sur neuf île (16,98 %) et que seules trois îles (5,66 %) se sont contractées sur cette période.

Les îles inférieures à 5 ha (29 îles) ont dans une large majorité été marquées par une croissance de leur surface (23 îles ; 79,32 %). Sur cette période, le taux d'évolution est parfois très élevé : sur l'île T31, certes de très petite taille (0,58 ha en 1969), il atteint +340 %. Par ailleurs, il est supérieur à +10 % sur 13 îles (T22, T24, T25, T28, T31, T31, T38, T44 et A2, A3, A53, A60 et A81 ; 44,82 %). Sur cette période P3, la surface de trois îles (10,34 %) est restée stable (A63, A62 et T42), tandis qu'elle s'est contractée sur trois îles (T20, T35 et T36 ; 10,34 %), avec un taux d'évolution atteignant -11,47 % sur l'île T35 (Figure 64 A et Figure 65 A). Sur la période P3, les tendances détectées sur les îles comprises **entre 5 et 10 ha** (11 îles) sont comparables à la période P1. La surface de la plupart des îles (8 ; 72,72 %) a augmenté. Sur ces îles, les taux d'évolution sont compris entre +4,36 % (A8) et +7,47 % (T48). La surface a été stable sur 3 îles (T21, T23 et A64 ; 27,28 %). Enfin, sur les îles dont la superficie était **supérieure à 10 ha**, les tendances divergent de celles détectées sur la période P1, dans le sens où la surface d'une majorité d'îles a augmenté : 10 îles (76,92 %) de plus de 10 ha enregistrent sur cette période des taux d'évolution décennaux supérieurs à +3 % (T15, T30, T40, T43, T45, T47, T50, A1, A50 et A52). Sous l'influence de l'action anthropique, puisqu'elle porte le village, l'île 15 de l'atoll de Takaroa est celle sur laquelle le taux d'évolution maximal a été détecté (+20,26 %) (Figure 64 C et Figure 65 C).

1.2. Des périodes sous influence cyclonique caractérisées par des phases de contraction des îles

Alors que les périodes dites de « temps calme » (P1 et P3) sont caractérisées par une augmentation de surface des îles, quelle que soit leur taille initiale, la période P2 (1981-1993/1995), marquée par l'influence du cyclone tropical Orama (février 1983) et le réajustement post-cyclone, se caractérise par une contraction des îles.

Les îles dont la surface était inférieure à 5 ha se sont principalement contractées sur la période P2. Sur les 22 îles correspondant à cette catégorie de taille, 14 (63,64 %) ont été marquées par des taux d'évolution décennaux inférieurs à -3 % ; ces derniers sont compris entre -3,24% sur l'île T28 et -76,19 % sur l'île T31. Sur cette période, la surface de 5 îles (22,73 %) a été stable (T17, T19, T24, T25 et A53) et 3 îles (T20, T22 et A3 ; 13,63 %) ont connu une augmentation de surface atteignant jusqu'à +8,70 % (A3) (Figure 64 A et Figure 65 A). Sur les **îles comprises entre 5 et 10 ha** (6 îles), la surface a diminué sur 4 îles (66,67 %) sur lesquelles les taux d'évolution décennaux sont compris entre -7,24 % (T52) et -11,21 % (T48). Par ailleurs, ils sont compris entre

-3 % et +3 % sur deux îles (T21 et T23 ; 33,33 %) (Figure 64 B et C). Enfin, les îles dont la **surface initiale était supérieure à 10 ha** (12 îles) se caractérisent par cette même tendance à la contraction de leur surface. En effet, sur les 12 îles de cette classe, 8 (T30, T40, T43, T45, T47, T50, A50 et A52 ; 66,67 %) ont vu leur superficie diminuer sur la période : les taux d'évolution décennaux sont compris entre -3,63 % (A50) et -10,63 % (T47). Alors que la surface de trois îles (T14, T27 et A1 ; 25 %) a été stable sur cette période, elle a augmenté de +5,21 % sur l'île 15, qui porte le village. Cette île est la seule île de plus de 5 ha à connaître une augmentation de superficie sur la période P2 (Figure 64 C et Figure 65 C).

Conclusion partielle – Évolution de la surface des îles

Comme nous venons de le voir, les îles ont majoritairement vu leur superficie augmenter sur les périodes dites de « temps calme » (P1, P3), tandis qu'elle a diminué durant la période sous influence cyclonique (P2). Ces résultats démontrent que les trajectoires d'évolution de la superficie des îles ne sont pas linéaires et qu'elles répondent à la succession de phases d'extension et de contraction, dont la fréquence est commandée par la variabilité climatique et dont l'intensité semble être influencée par la taille initiale des îles.

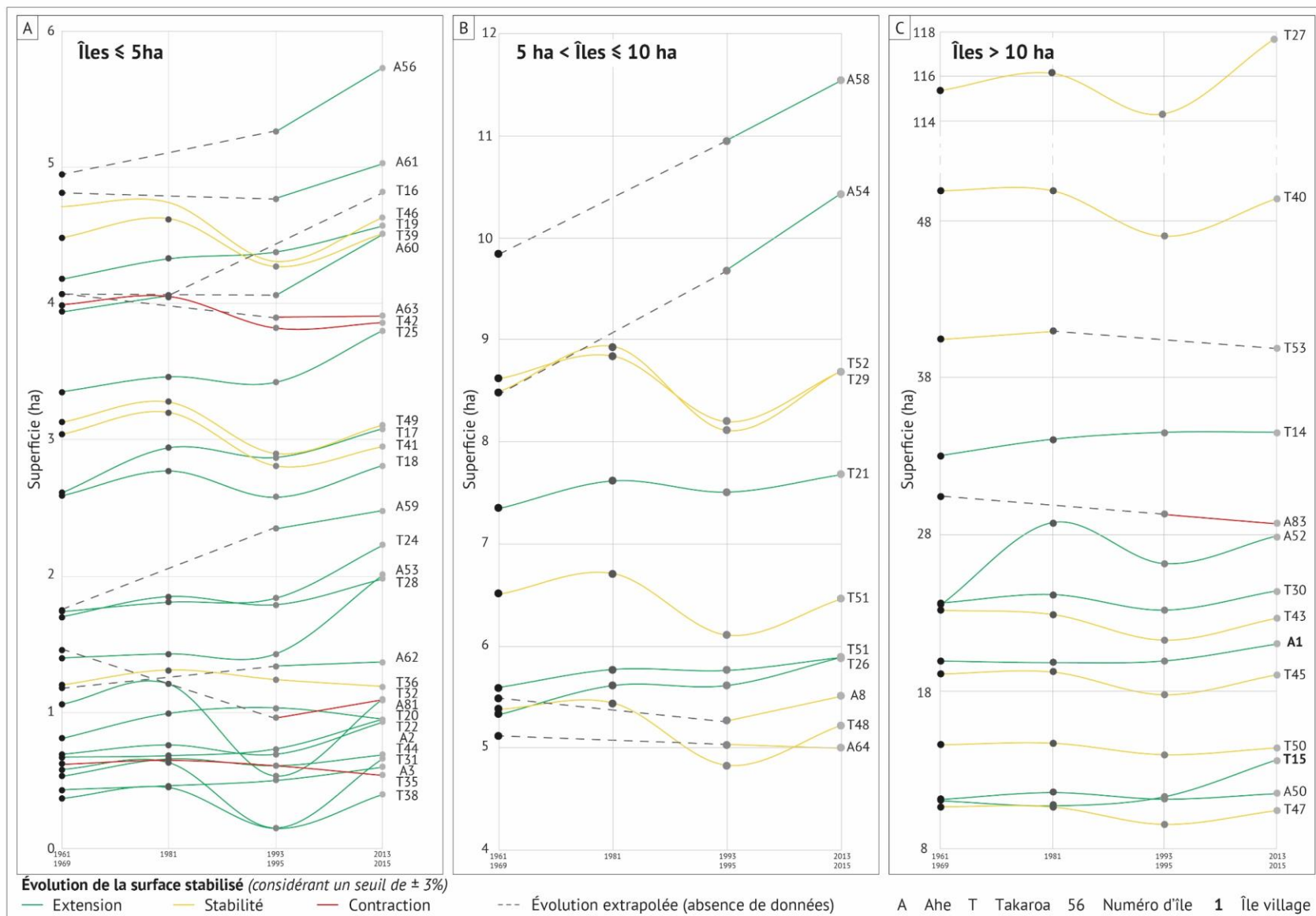


Figure 64 – Surface nette des îles des atolls d'Ahe et de Takaroa par date et évolution à l'échelle pluridécennale.

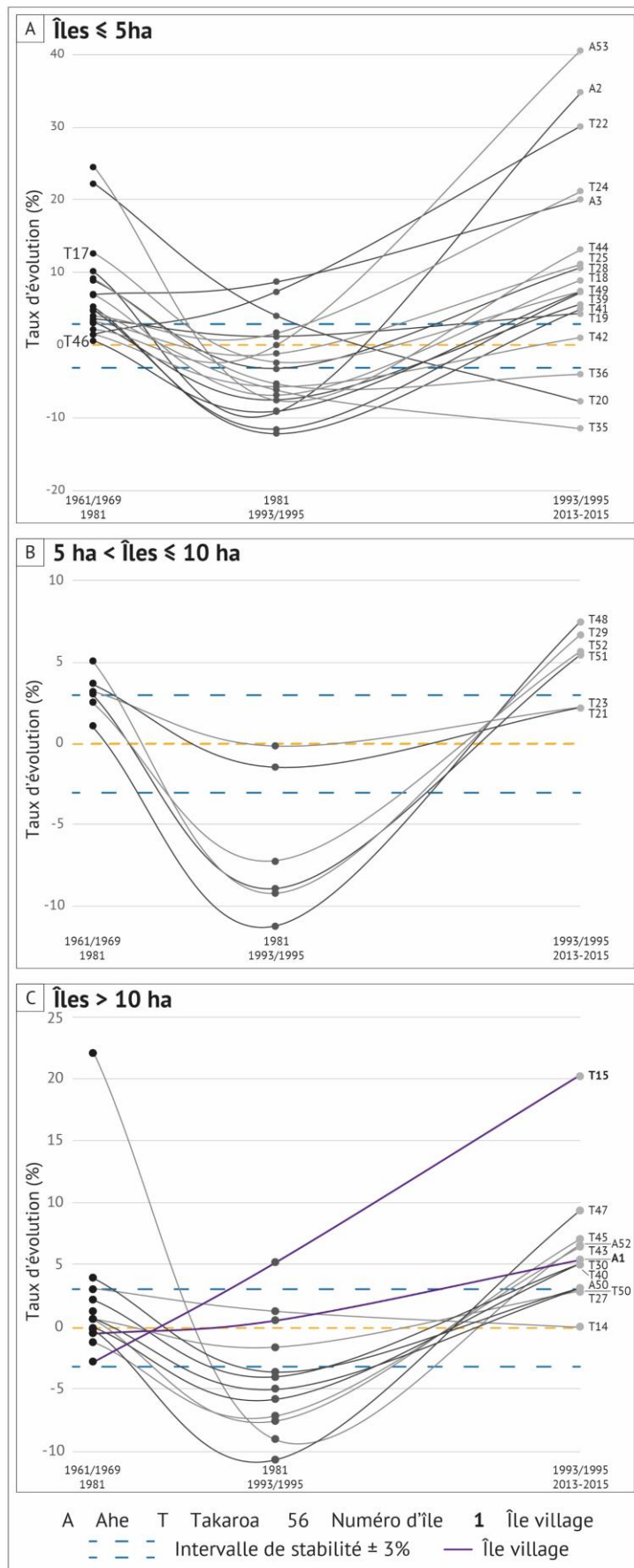


Figure 65 – Taux d'évolution de la surface des îles de Ahe et de Takaroa. Chaque point de la courbe correspond au pourcentage d'évolution de surface au cours de la sous-période indiquée.

2. Évolution de la position du trait de côte

Les sections suivantes détailleront les résultats de l'effort de détection mené sur les sous-périodes d'étude (Figure 63). Pour ces périodes, la couverture spatiale des images aériennes anciennes nous permet d'étudier l'évolution de la limite de végétation et du pied de plage sur un échantillon d'îles des atolls de Ahe et de Takaroa. De plus, l'étendue temporelle des images permet de détecter la réponse du trait de côte sous l'influence du cyclone tropical Orama, ainsi que sur les périodes suivantes, pendant lesquelles le système insulaire évolue sous l'influence des processus de réajustement. L'évolution des indicateurs de trait de côte est présentée en fonction de l'exposition des îles aux houles cycloniques, (les faces est et sud étant exposées et les faces nord et ouest abritées, Figure 67).

2.1. Évolution de la position de la limite de végétation

Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe II - Tableau 1 et Annexe II - Tableau 2).

2.1.1. Une longue période de « temps calme » : 1961/1969-1981

La première sous-période pour laquelle nous avons détecté les variations de position de la limite de végétation s'étend de 1961 à 1981 et de 1969 à 1981 pour Ahe et Takaroa, respectivement. Elle est caractérisée par l'absence d'événement météo-marin de forte intensité. Or, limité par la disponibilité (c'est-à-dire, par la couverture spatiale) des images aériennes anciennes, seules six (Ahe) et vingt-cinq (Takaroa) îles sont étudiées sur cet intervalle. Cependant, ces îles présentent un intérêt puisqu'elles sont réparties sur les faces abritées et exposées des atolls, nous permettant ainsi d'adopter une approche spatialisée pour l'analyse des résultats.

Sur l'atoll de Ahe, le comportement de la limite de végétation est marqué par une tendance à la stabilité, tant sur les faces océaniques que lagunaires des îles. **Sur leur face océanique**, les six îles de Ahe montrent, à parts égales, une situation de stabilité, pour laquelle les valeurs moyennes d'évolution sont comprises entre +3,57 m (île 50) et -2,17 m (île 1), et de progradation de la limite de végétation, dont les valeurs moyennes vont de +8,21 m (île 52) à +65,43 m (île 51). Sur les îles 1, 50 et 83, la limite de végétation océanique a été stable à hauteur de 71 %, 47 % et 83 % des transects, respectivement, indiquant une nette tendance à la stabilité de l'indicateur sur cette période. Pareillement, la ligne de végétation des îles 51, 52 et 54 a avancé sur 73 %, 58 % et 100 % des transects de la face océanique ; indiquant cette fois la propension de la végétation à avancer au cours d'une période dite « de temps calme » dès lors qu'elle se développe sur la face océanique des îles abritées – celles situées à l'ouest - de l'atoll. **Sur les faces lagunaires**, le comportement de la limite de végétation est moins contrasté. Cette dernière a été stable sur la totalité des îles étudiées à Ahe durant cette période de 20 ans (6 îles). Sur ces six îles, la limite de végétation a évolué en moyenne de +2,56 m (île 1) à -2,76 m (île 83). Cet état de stabilité de la limite de végétation a été détecté indifféremment sur les îles dont la côte lagunaire est exposée au nord, au sud ou à l'ouest. De plus, on note également qu'une très large part des transects est dans un état de stabilité ; ces derniers représentant de 63 % (île 51) à 84 % (île 50) des transects pour les faces lagunaires (Figure 66 A). Bien que la limite de végétation ait été stable sur cette

période si l'on considère les valeurs moyennes d'évolution (NSM moyen), on notera cependant qu'elle a progressé de manière significative sur les îles 1 (île-village) et 50. Sur ces deux îles, ce sont respectivement 24 % et 13 % des transects qui montrent, sur cette période, des valeurs d'évolution supérieures à +4 m.

À Takarua, l'évolution de la limite de végétation a été détectée sur vingt-cinq îles. Les résultats montrent une nette tendance à la stabilité de cet indicateur de trait de côte sur la période 1969-1981, aussi bien sur les faces océaniques que lagunaires des îles. En effet, la limite de végétation océanique³⁶ a été stable sur 15 des 25 îles étudiées (soit 60 % de l'échantillon). Les valeurs moyennes (NSM) pour ces 15 îles vont de +3,70 m sur l'île 28 à -1,59 m sur l'île 23. De plus, la part des transects stables sur la période d'étude est comprise entre 53 % (île 19) et 94 % (îles 26) (Figure 68). Bien que la stabilité domine, 9 îles (36 %) montrent des valeurs moyennes de progradation supérieures à 4 m sur la période ; les évolutions les plus significatives sont enregistrées sur la face océanique des îles 17, 29 et 14, où la limite de végétation a respectivement avancé de +18,30 m, +19,30 m et +20,72 m, et où la part des transects en accretion est respectivement de 100 %, 86 % et de 99 %. On notera également que 5 des 9 îles sur lesquelles la ligne de végétation océanique a avancé sont situées sur la face abritée (ouest) de l'atoll de Takarua. À l'inverse, une seule île (34 ; 4 % de l'échantillon) a vu sa ligne de végétation océanique reculer, avec une valeur moyenne de -5,50 m (Figure 68). Le comportement de la limite de végétation lagunaire des îles de l'atoll de Takarua est caractérisé par une nette tendance à la stabilité, situation rencontrée sur 18 des 25 îles étudiées sur cette période (soit 72% de l'échantillon). Sur ces îles, essentiellement situées dans la partie est de l'atoll (9 îles) et secondairement à l'ouest (5 îles), la limite de végétation a évolué de +3,79 m (îles 23, ouest) à -2,72 m (île 29, sud) et a été stable sur 58 % (île 53) à 100 % (île 18) des transects. Dans une moindre mesure, la limite de végétation lagunaire a progressé sur quatre îles (16 %) et reculé sur trois (12 %). Toutes situées dans la partie ouest de l'atoll, les 4 îles dont la limite de végétation a progressé enregistrent des valeurs moyennes d'avancée allant de +4,47 m (24) à +36,64 m (16). Bien que l'île 16 montre une valeur de progradation moyenne significative de sa limite de végétation, les évolutions n'ont été supérieures à +4 m que sur 54 % des transects, 46 % des transects étant stables sur la période d'étude ; cette forte valeur positive moyenne associée à la part des transects en accretion traduit une avancée localisée et non généralisée de la ligne de végétation sur la face lagunaire de cette île de l'ouest de l'atoll. La répartition des 3 îles dont la limite de végétation a reculé sur la période d'étude est moins homogène. Une est située au sud (île 34, recul moyen de -4,25 m, avec 57 % des transects en érosion) et deux sont situées dans l'ouest de l'atoll. Ces deux îles, dont l'île-village fait partie (île 15), ont connu des valeurs de recul moyennes significatives puisqu'elles atteignent -7,59 m et -21,72 m sur les îles 15 et 17, respectivement. Par ailleurs, 73 % et 100 % des transects enregistrent un recul de la limite de végétation respectivement sur les îles 15 et 17.

³⁶ Dans ce chapitre, nous utilisons « limite de végétation océanique » et « limite de végétation lagunaire » afin de distinguer les côtes océaniques et lagunaires des îles coralliennes d'atolls.

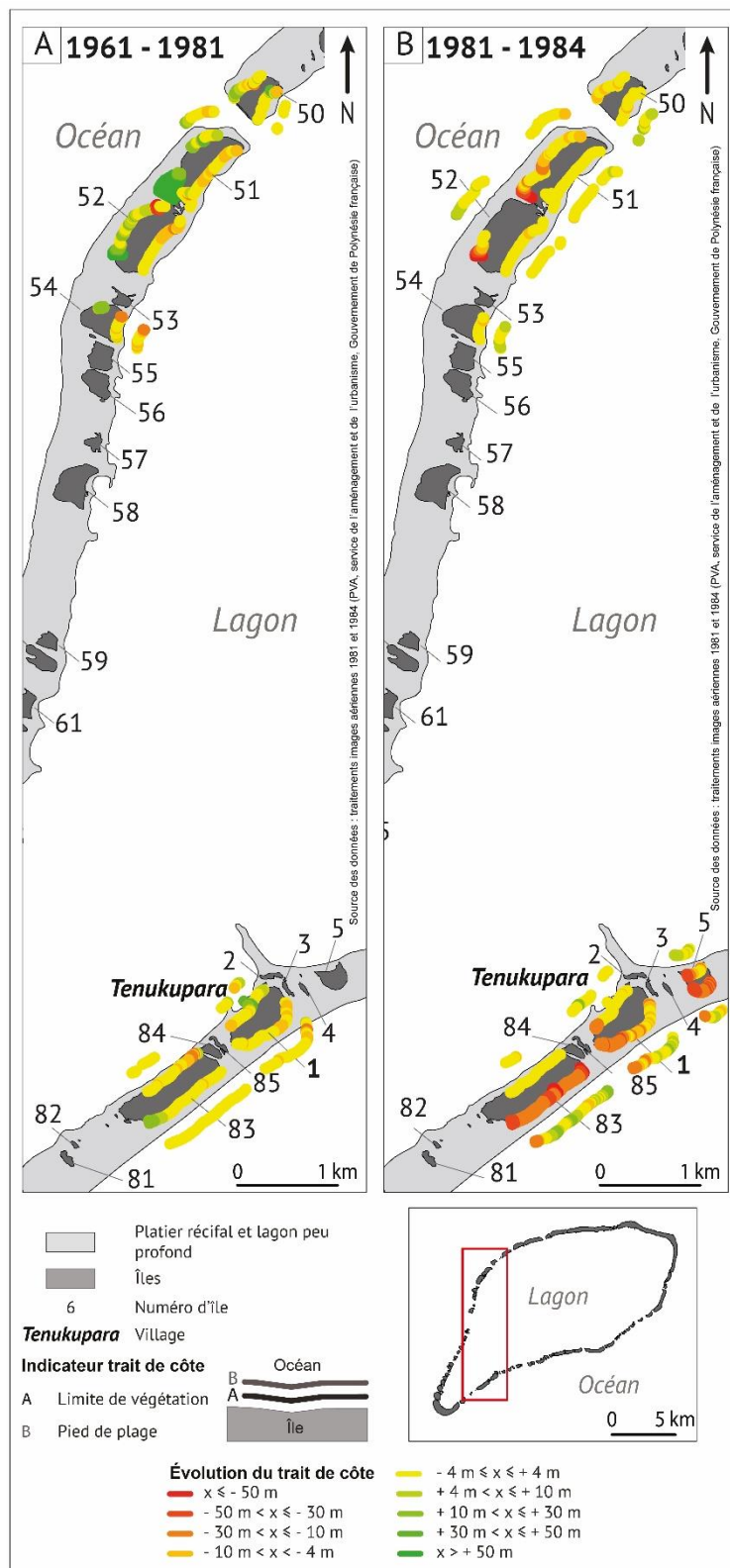


Figure 66 – Évolution de la position des indicateurs de trait de côte sur l'atoll de Ahe (limite de végétation et pied de plage) entre 1961 et 1981 (A) et 1981 et 1984 (B). Alors que (A) illustre l'évolution des indicateurs par période de « temps calme », (B) témoigne de leur évolution sous l'influence d'un événement météo-marin extrême, ici le cyclone tropical Orama (février 1983).

2.1.2. Impacts du cyclone tropical Orama (sous-période 1981-1984)

Parce que les cyclones contribuent aux évolutions des îles coralliennes d'atolls et que l'hydrodynamisme particulièrement actif qu'ils génèrent influence significativement le comportement du trait de côte et les échanges sédimentaires côtiers sur de faibles échelles spatio-temporelles (Yates et al., 2013 ; Duvat et al., 2017a ; Duvat et Pillet, 2017), la présente sous-section expose les modalités d'évolution de la limite de végétation sous l'influence du cyclone tropical Orama. Dans une partie suivante, le comportement du pied de plage est également présenté afin de rendre pleinement compte de l'influence des événements cycloniques sur les îles coralliennes d'atolls. Conscient que l'interprétation assistée par ordinateur des impacts des cyclones est limitée aux seuls changements planimétriques et qu'il s'agit d'un cyclone non contemporain (pour lequel aucun relevé de terrain n'a été réalisé), cette section n'a pas pour prétention de présenter l'entier spectre des changements morphologiques induits par ce cyclone, mais de démontrer que l'évolution du trait de côte n'est linéaire ni dans le temps, ni dans l'espace.

Du 20 au 28 février 1983, le nord-ouest de l'archipel des Tuamotu a subi les conséquences du cyclone le plus puissant répertorié dans cette partie de la Polynésie au cours du 20^{ème} siècle. Ce n'est qu'après avoir amorcé un demi-tour au nord-est de Takaroa que la dépression tropicale évolue en cyclone, s'inscrivant ainsi dans une trajectoire rectiligne nord-est/sud-ouest de plusieurs centaines de kilomètres, jusqu'au sud-est de l'atoll de Rangiroa, passant ainsi au sud des atolls de Takaroa et de Ahe. Cette trajectoire implique que les côtes océaniques des îles de l'est et du sud des atolls étudiés dans ce chapitre ont été les plus exposées, sinon au vent, du moins aux houles cycloniques. Par déduction, les côtes nord et ouest étaient dans une situation d'abri, bien que relatif au regard de l'intensité du système cyclonique (Figure 67).

Ainsi, au regard de la trajectoire du cyclone et de l'étendue spatio-temporelle des images aériennes anciennes, nous sommes en mesure de mettre en évidence l'impact des houles et des vents cycloniques sur l'évolution de la limite de la végétation d'un échantillon d'îles des faces exposées (est, sud) et abritées (nord et ouest) des atolls de Ahe et de Takaroa entre 1981 et 1984.

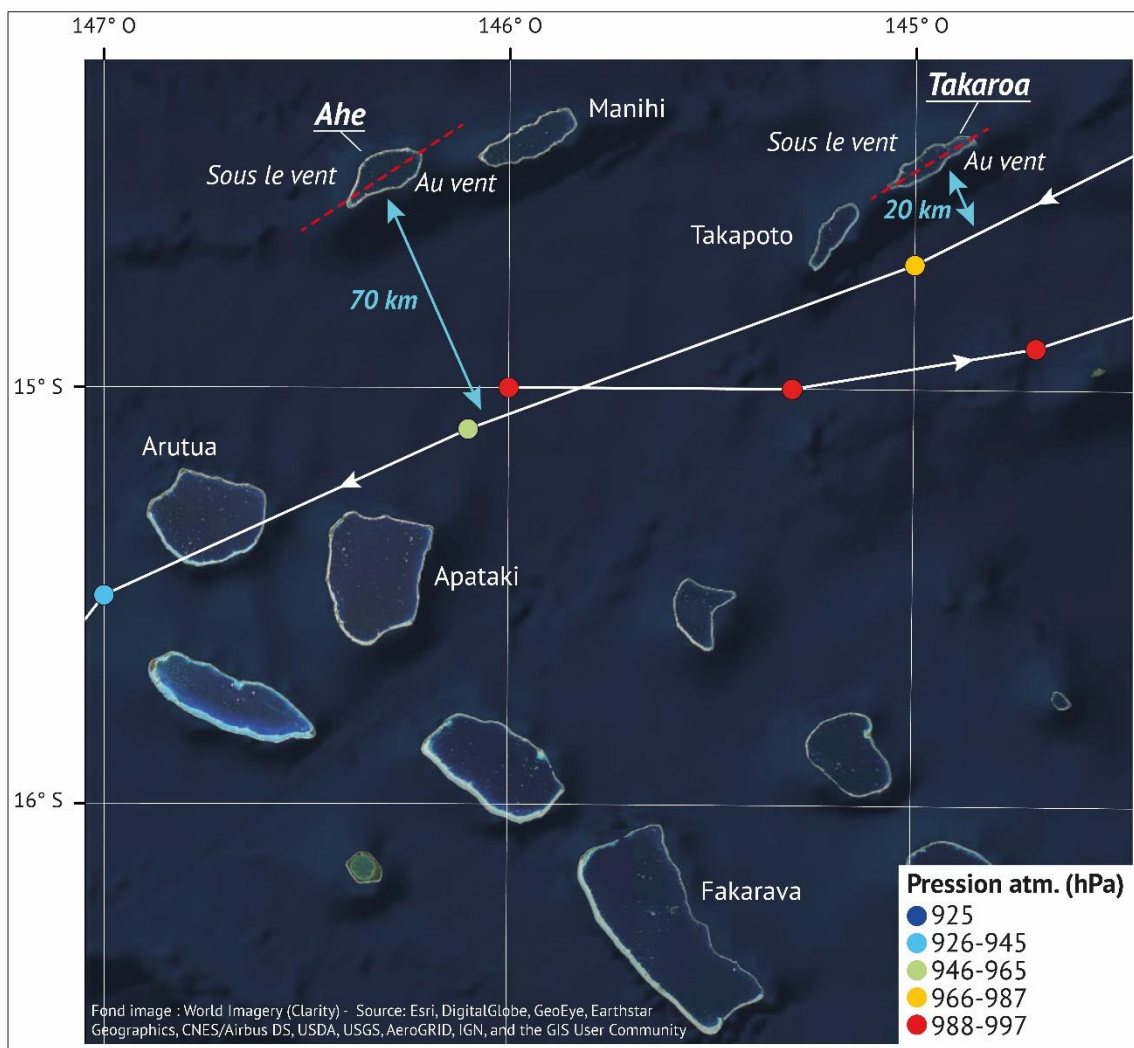


Figure 67 – Détail de la trajectoire du cyclone Orama (février 1983) lors de son passage à proximité des atolls d'Ahe et de Takarao. Le cyclone est passé au sud des deux atolls, mais sa trajectoire s'inscrit à une distance moindre de la face sud de Takarao (20 km).

Les modalités de réponse de la limite de végétation aux houles et aux vents cycloniques sont caractérisées par un net contraste s'exprimant à deux échelles spatiales. D'abord à l'échelle intra-atoll, où l'on note une disparité de la réponse de la limite de la végétation entre (1) les îles exposées (est, sud) et les îles abritées (ouest), et (2) les faces océaniques et lagunaires d'autre part. Puis à l'échelle inter-atolls, où la limite de végétation a essentiellement reculé à Ahe tandis qu'elle a été stable à Takarao.

À Ahe, la limite de végétation a essentiellement reculé sur les **faces océaniques** des six îles étudiées entre 1981 et 1984. En effet, parmi ces îles, cinq (83 %) ont connu un recul moyen compris entre -27,83 m (île 5) et -7,64 m (île 51). Alors que la trajectoire du cyclone implique que les faces océaniques des îles situées à l'est et au sud ont été davantage exposées que les îles situées à l'ouest de l'atoll (Figure 67), les résultats montrent que la limite de végétation a aussi bien reculé au sud (îles 1, 5 et 83) qu'à l'ouest (îles 51 et 52). Cependant, deux différences notables peuvent être identifiées en ce qui concerne les modalités de réponse de la limite de végétation.

D'abord, les îles du sud, directement exposées aux houles cycloniques montrent des valeurs moyennes de recul plus marquées que les îles de l'ouest. La limite de végétation a reculé de - 27,83 et de - 27,43 m en moyenne sur les îles 5 et 83 (situées au sud, face exposée), respectivement ; tandis que sur les îles 51 et 52 (situées à l'ouest, face abritée), la limite de végétation a reculé en moyenne de -7,64 m et -20,40 m, respectivement (Figure 66 B). Ensuite, on note une forte variabilité spatiale des modalités de réponse de la limite de végétation océanique entre les faces exposées et abritées de l'atoll, comme l'illustre le taux de transects en érosion sur les îles concernées. En effet, sur les îles du sud, la part des transects en érosion va de 76 % pour l'île 1 (24 % des transects ont été stables) à 100 % sur les îles 5 et 83. À l'ouest, la part des transects en érosion est moindre : elle atteint 44 % sur l'île 51 et 62 % sur l'île 52. De plus, lorsqu'on s'intéresse à la répartition des transects en érosion, on note qu'ils sont indifféremment répartis le long des côtes océaniques des îles du sud, tandis qu'à l'ouest ils se concentrent aux extrémités des îles (Figure 66 B). Ces variations de la réponse de la limite de végétation sur les îles de l'ouest, et plus particulièrement le caractère ponctuel et non généralisé du recul à l'ensemble de la côte océanique, indiquent qu'elle a essentiellement évolué sous l'action des houles et courants transitant dans les hoas, après s'être propagés dans le lagon.

Sur cette même période, seule l'île 50 située sur la face nord de l'atoll a été stable, avec une valeur d'évolution moyenne de -2,00 m (Figure 66 B). Sur cette île, 69 % des transects (25) ont été stables entre 1981 et 1984. Enfin, à l'échelle de l'ensemble des îles, nous notons qu'aucun transect ne montre des valeurs supérieures à +4 m, autrement dit, sur cette période, le trait de côte n'a progradé en aucun point.

Sur les côtes lagunaires, la limite de végétation est marquée – du moins pour les îles étudiées – par un état de stabilité généralisé. Entre 1981 et 1984, son évolution a pu être détectée sur quatre îles situées à l'ouest (54), au nord (50) et au sud (1, 83). Quelle que soit la position des îles sur la couronne récifale, la limite de végétation est restée stable, et ce malgré le passage du cyclone Orama.

À l'ouest, la limite de végétation de l'île 54 a évolué de -3,06 m en moyenne (Figure 66 B). Cette valeur est la plus faible enregistrée sur la période sur les côtes lagunaires. De plus, bien que 60 % des transects ont été stables, 40 % ont enregistré des valeurs d'évolution inférieures à -4 m, attestant d'un recul de la position du trait de côte. Sur deux îles (îles 50, au nord, et 83, au sud), La limite de végétation lagunaire s'est maintenue en position sur 100 % des transects. Enfin, bien que stable sur la période (NSM moyen de 1,14 m), la limite de végétation lagunaire de l'île 1 – l'île du village de Tenukupara – présente des valeurs d'évolution supérieure à +4 m sur 33 % des transects, tandis que 61 % des transects ont été stables.

Au regard des résultats, nous pouvons affirmer que l'atoll de Ahe est marqué par une nette variabilité du comportement de la limite de végétation. Cette variabilité s'exprime d'une part entre les îles situées sur les faces exposées et abritées de l'atoll (ce constat est particulièrement vrai pour les côtes océaniques) et d'autre part, entre les faces océaniques (où le trait de côte a essentiellement reculé) et lagunaires (où la stabilité domine) des îles.

La limite de végétation des îles coralliennes de **l'atoll de Takaroa**, situé plus à l'est de Ahe, est marquée par un comportement très différent. Du fait de sa trajectoire, le cyclone Orama s'inscrit à une plus faible distance des côtes sud et est de Takaroa que de celles de Ahe (Figure 67). Cependant, les impacts des houles et des vents cycloniques ont été moins marqués sur les îles de l'atoll de Takaroa. En effet, la limite de végétation des côtes océaniques et lagonaires a été stable en position entre 1981 et 1984 sur une majorité d'îles. Sur cette période, nous avons détecté le comportement de la limite de végétation sur 30 îles des faces ouest, sud (incluant l'extrémité sud) et est de l'atoll de Takaroa. La limite de végétation est restée stable sur la face océanique de 27 îles, soit sur 90 % de l'échantillon étudié sur cette période. Seules deux îles ont vu cet indicateur reculer sur leur face océanique (7 %).

À l'ouest de l'atoll – face dite « abritée » au regard de la trajectoire du cyclone et des houles qu'il a générées – la limite de végétation a été stable sur toutes les îles (9). Les valeurs moyennes d'évolution sont comprises entre +1,02 m (île 23) et -2,17 m (île 14). Ainsi, sur cette face de l'atoll, la part des transects stables domine largement ; elle est comprise entre 95 % (île 16) et 100 % (îles 17, 18, 19, 21, 23 et 24).

Au vu de la trajectoire du cyclone, les îles situées au sud et à l'est de l'atoll de Takaroa ont été directement exposées au déferlement des houles et de fait, soumises à un hydrodynamisme particulièrement actif. Or, le comportement de la limite de végétation océanique de ces îles a été sensiblement similaire à celui des îles de l'ouest. En effet, elle n'a pas connu de changement significatif sur la période 1981-1984.

À l'est, la ligne de végétation a été stable sur 12 îles (40, 42, 43, 45 à 53 ; 40 % de l'échantillon total). Sur la face océanique de ces îles, les valeurs d'évolution moyenne de la limite de végétation sont comprises entre -3,20 m (île 48) et 0,14 m (île 47), et la ligne de végétation a été stable sur 64 % (île 48) à 100 % (îles 42, 46, 47 et 49) des transects. Aussi, les résultats montrent que sur ces îles, seule une très faible part des transects a reculé. En effet, cette situation ne concerne seulement 2,50 % (îles 45 et 52) à 13 % (île 51) des transects. Seule l'île 48 (pour laquelle la valeur moyenne d'évolution est de -3,20 m) a plus d'un tiers de ses transects (36 %) en recul. **Au sud**, la limite de végétation océanique est restée stable sur 5 îles (17 % de l'échantillon total), avec des valeurs moyennes d'évolution comprises entre -3,94 m sur l'île 33 et +0,19 m sur l'île 28. Témoins d'un état de stabilité généralisé, entre 60 et 100 % des transects ont connu des évolutions non significatives, comprises entre -4 et +4 m ; ce taux est supérieur à 75 % sur 4 des 5 îles sur lesquelles la limite de végétation a été stable (île 28, 29, 30 et 34). **Ainsi, à l'est et au sud**, la limite de végétation océanique a été stable sur 17 îles (57 % de l'échantillon total), tandis qu'elle a reculé sur 2 îles. Sur ces deux îles, les valeurs moyennes de recul sont, malgré l'influence d'un événement météo-marin extrême, limitées et faibles : elles atteignent -8,08 m sur l'île 41 à l'est et -4,87 m sur l'île 39 au sud. Aussi, sur la face océanique de ces deux îles, les transects dont les valeurs sont inférieures à -4 m sont minoritaires. En effet, cette situation concerne 47 % des transects sur l'île 41, tandis qu'elle se rencontre sur 42 % des transects océaniques de l'île 39. De fait, tous les autres transects sont stables sur la période (respectivement 53 et 58 %).

Or, comme nous venons de le voir, bien qu'ils constituent une part secondaire sur ces îles, les transects en érosion contribuent, en raison de leurs valeurs de recul significatives, à induire une évolution moyenne inférieure à -4 m sur les faces océaniques. Par exemple, sur l'île 41, les 8 transects en érosion (47%) ont tous connu des valeurs de recul comprises entre -12,40 m et -21,97 m. Sur l'île 39, la limite de végétation océanique a reculé de -16,48 m au maximum.

L'île située à l'extrémité sud de l'atoll de Takaroa (27) n'a pas connu de changement significatif de la position de la limite de végétation océanique, puisque sa valeur moyenne d'évolution est de -0,88 m. Aussi, sur cette période, la limite de végétation a été stable sur 82 % des transects de l'île 27, tandis qu'elle a reculé sur seulement 18 % (respectivement 175 et 37 transects sur un total de 213).

Sur la même période, le comportement de **la limite de végétation lagonaire** est comparable à celui de la côte océanique puisqu'elle a été stable sur l'ensemble des 30 îles (100 %) qui composent l'échantillon étudié sur cette période.

À l'ouest, le comportement de la limite de végétation a été détecté sur 10 îles ; elle a été stable sur toutes les îles. Sur ces îles, les évolutions moyennes sont comprises entre 2,09 m (île 14) et -2,49 m (île 22). De plus, l'indicateur a été stable sur au moins 75 % des transects sur chaque île, supérieur à 80 % sur 7 îles et égal à 100 % sur 3 îles (18, 21 et 24). On notera également que sur cette façade de l'atoll, la limite de végétation a avancé sur 13,95 % et 18,81 % des transects sur les îles 14 et 15, respectivement. Ces îles, particulièrement anthropisées (l'île 15 porte le village), répondent à des dynamiques tout autres que les îles sinon naturelles, du moins sur lesquelles la présence humaine est moins marquée.

La limite de végétation a également été stable en position sur les 19 îles de **l'est et du sud** de l'atoll. **À l'est**, le trait de côte lagonaire des 13 îles a été marqué par des évolutions moyennes comprises entre -0,83 m (île 41) et -3,32 m (île 42), et stables sur au moins 74 % des transects. Sur ces 13 îles, plus de 90 % des transects n'ont pas connu de changement significatif sur 8 îles (40, 41, 43, 46, 47, 49 et 52 ; tableau 3). La limite de végétation lagonaire a également été stable sur les 6 îles du **sud de l'atoll**, avec des valeurs d'évolution moyennes comprises entre 0,56m (île 33) et -2,64 m (île 39). Marqueur d'un état de stabilité dominant, la limite de végétation a été stable sur la côte lagonaire des îles du sud de l'atoll, sur au moins 88 % des transects (sur 100 % des transects sur 3 îles).

À l'extrémité sud de l'atoll, la limite de végétation a également été stable sur la côte lagonaire de l'île 27, avec une évolution moyenne de -0,19 m et une stabilité de 89 % des 183 transects utilisés ici.

2.1.3. Évolution post-cyclonique : processus de réajustement (1984-1993/1995)

Ici, nous proposons de présenter les modalités de réajustement du trait de côte (limite de végétation) sur les faces océaniques et lagonaires des îles des atolls de Ahe et de Takaroa, sur les périodes 1984-1993 (Ahe) et 1984-1995 (Takaroa). À Ahe, seul un échantillon limité d'îles a pu être étudié (6 îles) sur l'intervalle d'étude précédent (1981-1984, sous influence cyclonique) ; or, la couverture spatiale des images aériennes anciennes des années 1984 et 1993 nous offre la possibilité de détecter le comportement du trait de côte sur 69 îles de cet atoll. Dans cette sous-section, nous présentons d'abord le comportement de la limite de végétation sur la totalité des îles, avec pour objectif d'appréhender le comportement général de l'indicateur sur cette période dite de « réajustement » (Figure 63), puis sur les 6 îles étudiées sur la période précédente afin d'en évaluer le réajustement post-cyclone. À Takaroa, cet effort de détection a été mené sur 30 îles entre 1984 et 1995.

Les processus de réajustement du système côtier se sont amorcés sur la période suivant le cyclone ; leur mise en place a été favorisée par l'absence d'événement météo-marin de forte intensité. Détectable sur les images aériennes anciennes, la recolonisation végétale de l'arrière-plage et du haut de plage se répercute, de fait, sur les résultats issus de la détection de l'évolution de la position du trait de côte.

À l'échelle de **l'atoll d'Ahe**, la limite de végétation océanique a progradé (valeurs moyennes > 4 m) sur 56 îles (81 % de l'échantillon) **entre 1984 et 1993**, tandis qu'elle a été stable sur 12 îles (17 %) et n'a reculé que sur une île (2 %) (Figure 68 A). Sur les **faces nord** (incluant l'extrémité nord) et **ouest** (incluant l'extrémité ouest) de l'atoll (Ahe) totalisant 32 îles, considérées comme étant « sous le vent », la limite de végétation océanique a progradé sur 21 îles (65,60 %), dont 18 situées à l'ouest. Sur ces îles, les valeurs moyennes d'évolution sont comprises entre +4,75 m (île 60, Ouest) et +48,41 m (île 71, ouest). Parmi ces 21 îles, 14 situées à l'ouest (54-56, 58, 59, 61, 65, 68, 69, 71-73 et 76) et à l'extrémité sud-ouest (78) de l'atoll ont été marquées par une recolonisation végétale significative, puisque les valeurs moyennes d'évolution y sont supérieures à +12 m sur la période. Sur ces 21 îles, la part des transects en accrétion est au moins égale à 57 % (île 61) et est supérieure à 90 % sur 11 îles ; par ailleurs, elle est égale à 100 % sur 7 îles (56, 59, 65, 68, 71, 76 et 78) (Figure 68 A). **Sur ces mêmes faces de l'atoll**, la limite de végétation océanique a été stable sur 10 îles et sections d'îles (41B-d, 42, 43g, h, i, j, 50-52, 70), représentant 31,30 % des îles étudiées sur la face sous le vent. Les valeurs d'évolution moyennes sont comprises entre -1,79 m (île 52) et +3,67 m (île 43j). Sur 7 îles et sections d'îles, essentiellement situées au nord de l'atoll (42, 43g, h, i et j, 50 et 70), la limite de végétation a été stable sur au moins 63 % des transects (Figure 68 A). Enfin, **entre 1984 et 1993, la limite de végétation océanique** n'a reculé que sur une seule île parmi les 69 étudiées sur cette période (1,45 %). Sur l'île 49, située sur la face nord de l'atoll, la limite de végétation a connu un recul moyen de - 7,78 m sur cette période. Sur cette île, l'indicateur a reculé sur 78 % des transects (39 transects sur 50).

Sur les **faces sud** (incluant l'extrémité sud) et **est** (incluant l'extrémité nord-est) de **l'atoll d'Ahe**, la limite de végétation a considérablement avancé sur les côtes océaniques des 37 îles. Les îles situées sur ces façades ont été directement exposées aux houles et aux vents cycloniques sur la période précédente (1981-1984). Ainsi, au cours de cette période de temps « calme » (1984-1993), la végétation côtière océanique détruite par le cyclone a progressivement recolonisé l'arrière-plage et le haut de plage. Parmi les 37 îles se développant **sur les côtes sud et est**, 35 (soit 94,60 %) ont vu leur limite de végétation océanique prograder de manière significative. En effet, les valeurs d'évolution moyenne sont comprises entre +5,23 m sur l'île 80 et +54,44 m sur l'île 14. Par ailleurs, les valeurs moyennes de progradation sont comprises entre +10 m et +20 m sur 14 îles, entre +20 m et +40 m sur 9 îles et supérieures à +45 m sur deux îles. La part dominante des transects en accrétion sur la majorité de ces îles (supérieur à 50 % pour 32 îles, dont 16 îles > 90 %) témoigne d'une tendance générale de recolonisation végétale.

Sur la période précédente, nous avons étudié l'impact du cyclone sur 6 îles des côtes nord (île 50), ouest (îles 51 et 52) et sud (îles 1, 5 et 83). Sur ces îles, la limite de végétation océanique n'a pas retrouvé sa position pré-cyclone entre 1984 et 1993. Elle a cependant progradé sur les trois îles du sud, sur lesquelles elle a partiellement récupéré sa position, tandis qu'elle est restée stable sur les îles du nord et de l'ouest. Au sud, les îles 1 et 5 sont celles sur lesquelles la limite de végétation océanique est la plus proche de sa position pré-cyclone : alors qu'elle avait reculé de -10,93 m en moyenne sur l'île 1 sur la période précédente, elle a progradé de +8,09 m entre 1984 et 1993 ; un bilan semblable peut être dressé pour l'île 5, où elle a avancé de +23,66 m (- 27,83 m entre 1981 et 1984) (Figure 66 et Figure 68 A). Sur ces deux îles, la part des transects en accrétion est respectivement de 79 % et 100 % sur la période d'étude. À l'inverse, la limite de végétation océanique de l'île 83, bien qu'elle ait avancé de +12,13 m en moyenne entre 1984 et 1993, est loin de sa position pré-cyclone puisqu'elle avait reculé de -27,43 m sur la période précédente. Sur cette île, 84 % des transects océaniques sont en accrétion, preuve de processus de recolonisation végétale en cours.

Sur les **faces océaniques des îles du nord et de l'ouest**, le constat est tout autre puisque la limite de végétation est restée stable sur la période 1984-1993 alors qu'elle avait significativement reculé sur la période précédente. À titre d'exemple, la limite de végétation avait reculé de - 20,40 m en moyenne entre 1981 et 1984 et de -1,79 m entre 1984 et 1993. Sur cette île, près de 42 % des transects étaient en situation d'érosion (valeurs d'évolution inférieure à - 4 m).

Le comportement de la limite de végétation **des faces lagunaires des îles de Ahe** est fondamentalement différent de ce que nous avons détecté sur les faces océaniques. À l'échelle de l'atoll, la stabilité de la limite de végétation lagunaire domine les modalités d'évolution puisqu'on la rencontre sur près de 57 % des îles étudiées entre 1984 et 1993 (38 îles). En second lieu, les faces lagunaires ont progradé sur 40 % des îles (27 îles) et dans une moindre mesure, le trait de côte a reculé sur près de 3 % de l'échantillon (2 îles). Côté océan, les modalités d'évolution sont différentes : la limite de végétation a progradé sur 81 % (56) des îles, tandis qu'elle n'a pas connu de changement significatif sur 17 % (12) des îles et s'est érodée sur près de 2 % des îles (1).

Sur les **faces nord** (incluant l'extrémité nord) et **ouest** (incluant l'extrémité ouest) de l'atoll, le comportement de la limite de végétation lagunaire a été détecté sur 32 îles. Entre 1984 et 1993, elle a été stable sur 21 îles (66 %) et a progradé sur 9 îles (28 %). Enfin, elle n'a reculé que sur 2 îles (6 %). Sur les 9 îles où la limite de végétation a avancé sur leur face océanique, les valeurs moyennes d'évolution sont comprises entre +4,15 m (île 65) et +18,90 m (île 62) et la part des transects en accrétion va de +25 % (île 43g) à 100 % (île 62). De plus, sur 8 îles (59, 60, 62, 65, 66, 70, 71 et 76), plus de 40 % des transects ont été en accrétion. Sur les **faces sud** (incluant l'extrémité sud) et **est** (incluant l'extrémité nord-est) de l'atoll, la limite de végétation lagunaire des îles a principalement progradé (18 îles, 52 %) et secondairement été stable (17 îles, 48 %). Elle n'a reculé sur aucune île.

Les îles sur lesquelles la limite de végétation lagunaire a progradé sont essentiellement situées dans l'est et le sud de l'atoll (Figure 68 A). À l'est, le trait de côte a avancé sur 9 îles, pour lesquelles les valeurs moyennes d'évolution sont comprises entre +4,18 m sur l'île 38 et +27,56 m sur l'île 22 ; 8 de ces îles ont vu leur ligne de végétation avancer d'au moins +4 m sur plus de 40 % de leurs transects. Au sud, 8 îles étaient également dans cette situation, avec des valeurs moyennes comprises entre +5,12 m (île 80) et +21,72 m (île 8).

Par ailleurs, la limite de végétation n'a pas connu de changement significatif sur 6 et 8 îles de l'est et du sud respectivement. Sur ces 14 îles, la limite de végétation a été stable sur au moins 60 % des transects sur 13 îles (1, 6, 11-13, 16, 21, 24, 33, 35, 36, 40 et 83).

Sur la période précédente (1981-1984), la qualité et la couverture des images aériennes anciennes nous ont permis d'étudier le comportement de la limite de végétation lagunaire sur seulement 4 îles situées au nord (50) à l'ouest (54) et au sud (1, 83) de l'atoll de Ahe. **Entre 1984 et 1993**, l'indicateur est resté stable en position, tout comme sur la période précédente. Par exemple, alors que la limite de végétation lagunaire de l'île 83 a évolué de -0,59 m entre 1981 et 1984, elle s'est déplacée de -1,64 m entre 1984 et 1993. Sur les deux périodes, les évolutions moyennes sont incluses dans la marge d'erreur considérée pour cette étude ; il n'est pas possible dans ce contexte de conclure ou non à un réajustement de la limite de végétation. De plus, la part dominante des transects dans un état stabilité confirme cette tendance sur les 4 îles : c'est le cas d'au moins 61 % des transects sur ces îles.

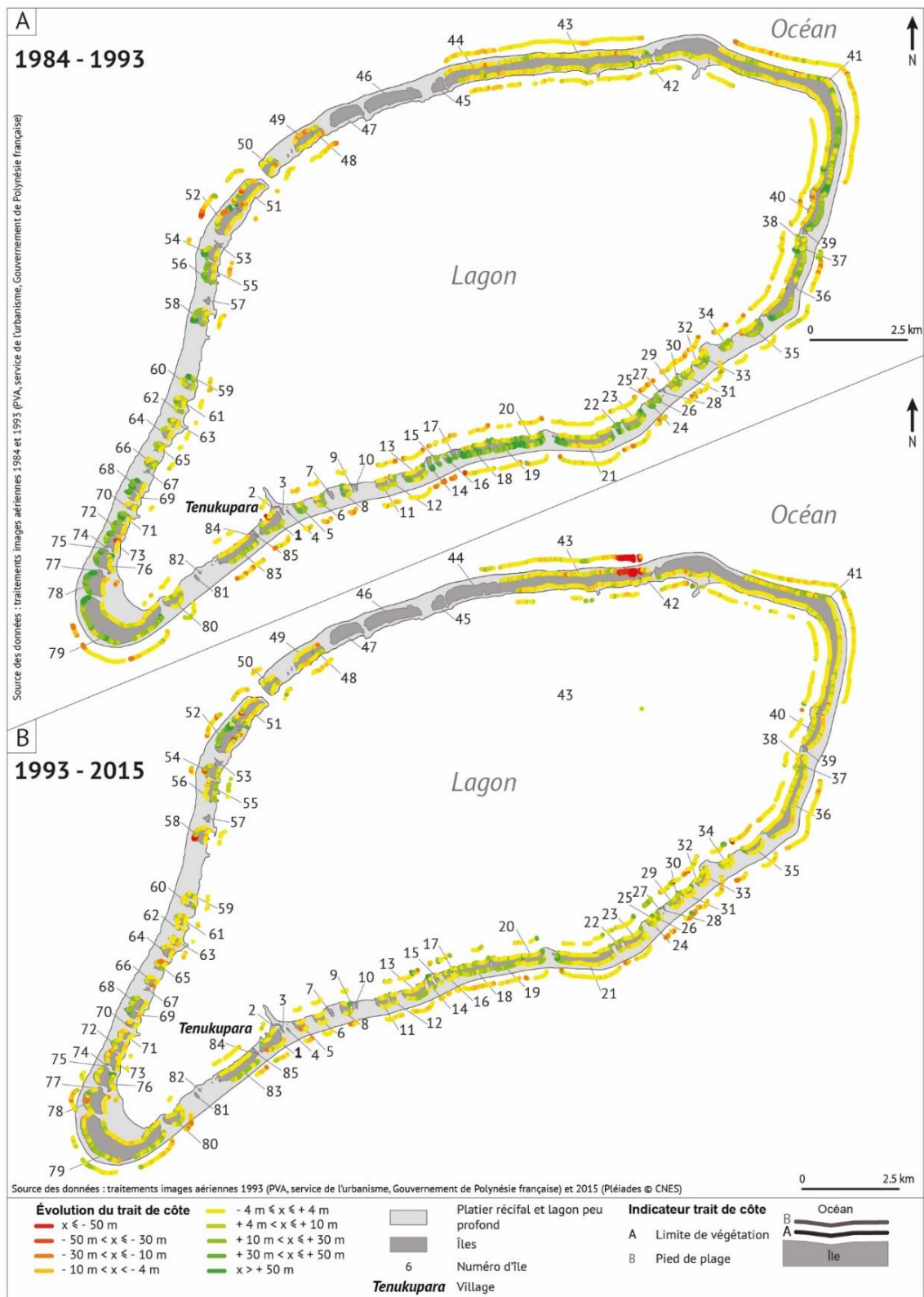


Figure 68 – Évolution de la position des indicateurs de trait de côte sur l'atoll de Ahe (limite de végétation et pied de plage) sur les deux sous-périodes d'étude suivant le passage du cyclone tropical Orama. La première période (A), entre 1984 et 1993, est marquée par l'amorce des processus de réajustement éco-morphologiques (progradation de la limite de végétation et remaniement sédimentaire conduisant au recul du pied de plage) ; tandis que la seconde période (B), entre 1993 et 2015, est influencée par des processus d'évolution caractéristiques de temps « calme ».

Sur l'atoll de Takaroa, les modalités de réajustement du système côtier ont été détectées pour la période 1984-1995 (Figure 63) sur un échantillon de 30 îles réparties sur les faces **ouest, est et sud** (incluant l'extrémité sud) de l'atoll. L'effort de détection mené sur l'atoll de Takaroa révèle que les modalités d'évolution de la limite de végétation océanique des îles sont fondamentalement différentes de celles de l'atoll de Ahe. En effet, alors que le trait de côte océanique a progradé sur la majorité des îles (sur 81 % des îles étudiées) de Ahe sur la période 1984-1993, il est marqué par une stabilité généralisée sur la quasi-totalité des îles étudiées sur Takaroa pendant cette période post-cyclone. Ainsi, la limite de végétation océanique est restée stable sur 28 îles (97 % de l'échantillon) tandis qu'elle a progradé sur une île (3 %). Sur la **face ouest** de l'atoll, la limite de végétation océanique est restée stable en position sur 9 îles (14-21 et 23). Sur ces îles, les valeurs moyennes d'évolution de la limite de végétation sont comprises entre -2,25 m (île 17) et +3,51 m (île 15) ; cette tendance à la stabilité est corroborée par la part significative des transects enregistrant des valeurs d'évolution comprises entre -4 m et +4 m sur la période. Cette tendance se rencontre sur au moins 58 % des transects utilisés côté océan. Sur cette face de l'atoll, nous trouvons la seule île de l'échantillon sur laquelle la limite de végétation a progradé sur la période d'étude post-cyclone. Ainsi, le trait de côte océanique de l'île 24 a connu une évolution moyenne de +6,23 m, avec à parts égales, 46 % des transects en accrétion ou stables. Sur les **faces sud** (incluant l'extrémité sud) et **est** de l'atoll, où 19 îles ont été étudiées, la ligne de végétation océanique a été stable sur la période 1984-1995. Sur la période précédente, caractérisée par une exposition de ces îles aux houles et aux vents cycloniques, nous avons vu que leur limite de végétation n'avait pas connu de changement de position significatif. Sur la période post-cyclone (1984-1995), le constat est similaire : la limite de végétation océanique a été stable en position sur l'intégralité de ces îles, avec des valeurs moyennes d'évolution comprises entre -1,14 m sur l'île 41 et 2,17 m sur l'île 46. Cet état de stabilité se retrouve sur plus des trois quarts des transects, et sur plus de 85 % des transects sur 15 îles (27, 28, 30, 34, 40-43, 45-49, 51 et 52).

Les modalités d'évolution de la limite de végétation lagonaire sont comparables à celles des côtes océaniques, puisqu'à l'échelle des îles étudiées, elle a été stable sur 29 îles (97 % de l'échantillon) alors qu'elle a avancé sur 1 île (3 %) entre 1984 et 1995. **La limite de végétation lagonaire** des îles situées sur la partie **ouest** de la couronne récifale (10 îles) a principalement été stable sur 9 îles (valeurs moyennes d'évolution comprises entre -3,54 m sur l'île 23 et +2,70 m sur l'île 20) et a secondairement progradé sur une île (île 17, +6,88 m en moyenne). Sur ces 10 îles, ce sont plus de 50 % des transects qui n'ont pas connu d'évolution significative, avec 6 îles sur lesquelles cette valeur est supérieure à 80 % (tableau 3). Sur les **faces sud** (incluant l'extrémité sud) et **est** de l'atoll, la limite de végétation lagonaire a été stable sur la totalité des 20 îles étudiées sur cette période, avec des valeurs d'évolution moyennes comprises entre -2,46 m (île 46) et +2,20 m (île 39). Exception faite de l'île 27, située à l'extrémité sud de l'atoll et pour laquelle la limite de végétation a été stable sur 60 % des transects, l'indicateur montre des valeurs d'évolution comprises entre -4 m et +4 m, donc stables, sur au moins 75 % des transects des côtes lagonaires des îles du sud et de l'est.

Conclusion partielle – Limite de végétation – Influence cyclonique et réajustement

Sur les atolls de Ahe et de Takaroa, les modalités de réponse de la limite de végétation des îles montrent de fortes disparités spatiales, s'exprimant essentiellement à l'échelle inter-atolls.

À Ahe, la limite de végétation est marquée une nette variabilité du comportement de la limite de végétation entre les faces abritées et exposées de l'atoll et les faces océaniques (recul) et lagunaires (stabilité) des îles. À Takaroa, cette variabilité est moins marquée, puisque le trait de côte a été essentiellement stable, quelle que soit son exposition.

Alors que la limite de végétation a progradé sur une large majorité des côtes océaniques des îles coralliennes de Ahe (81 %) sur la période post-cyclonique (dite de réajustement), elle a été principalement stable à Takaroa (97 %). Sur les côtes lagunaires, les disparités entre les deux atolls sont moins marquées. En effet, à Ahe, l'indicateur a d'abord été stable (57 % des îles étudiées) puis secondairement en progradation (sur 40 % des îles étudiées). Sur cette même période à Takaroa, 97 % des îles n'ont pas connu de changement de position significatif de la limite de végétation lagunaire, qui a progradé sur 3 % d'entre elles. De plus, nous pouvons noter, du moins pour l'atoll de Ahe, une nette variabilité spatiale de la réponse de la limite végétation entre les faces océaniques et lagunaires.

Enfin, nous pouvons conclure que le trait de côte n'avait pas retrouvé sa position pré-cyclone une dizaine d'années plus tard.

2.2. Évolution de la position du pied de plage

Dès lors que nous travaillons uniquement à partir d'images aériennes anciennes et d'images satellites, multiplier les indicateurs de la position du trait de côte permet de capturer l'entière complexité des évolutions de la position du trait de côte (changements plans) de long terme et d'en exposer la variabilité spatio-temporelle. C'est pourquoi cette section présente les résultats issus de l'effort de détection de comportement du pied de plage. Ce dernier permet de mettre en évidence les pulsations sédimentaires (accrétion/érosion) générées par les événements météorologiques extrêmes tels que les cyclones d'une part, et de détecter les modalités de réorganisation sédimentaire sur des périodes dites « de temps calme » ou de réajustement post-cyclone d'autre part. Le comportement du pied de plage a été détecté sur différentes sous-périodes successives, lesquelles sont présentées dans la Figure 63. Cependant, la qualité et la couverture spatiale des images aériennes les plus anciennes ne nous offrent qu'un nombre limité de secteurs exploitables sur l'atoll de Ahe. Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe II - Tableau 3 et Annexe II - Tableau 4).

2.2.1. Évolution du pied de plage dans un contexte climatique de temps « calme »

Sur l'atoll d'Ahe, le comportement du pied de plage a été détecté sur sept îles entre 1961 et 1981, réparties entre les faces nord (île 50), ouest (îles 51, 52 et 54) et sud (îles 1, 5 et 83) de l'atoll. Sur les **côtes océaniques**, le pied de plage est exploitable sur 5 îles (1, 5, 51, 52 et 83). Entre 1961 et 1981, période de « temps calme », le pied de plage a reculé sur 3 îles (60 % ; 5, 52, 83), tandis qu'il a été stable sur 2 îles (40 % ; 1, 51). L'indicateur a reculé de manière significative sur 3 îles, puisque les valeurs moyennes d'évolution sur cette période d'étude atteignent -9,91 m, -8,65 m et -10,39 m pour les îles 52 (ouest), 83 (sud) et 5 (sud), respectivement. Sur ces îles, la part des transects en érosion atteste de cette tendance : elle atteint 81 %, 92 % et 100 % (îles 52, 5 et 83, respectivement) (Figure 66 A). Par ailleurs, le pied de plage océanique a été stable sur deux îles, sur lesquelles les valeurs moyennes d'évolution sont de -3,55 m (île 51) et de -2,14 m (île 1). La distribution des transects stables et en érosion dénote cependant d'une forte variabilité spatiale de la réponse du pied de plage sur cette période. Par exemple, sur l'île 51 (ouest), où il a reculé de -3,55 m en moyenne, le pied de plage a été stable sur près de 41 % des transects tandis qu'il s'est érodé sur plus de 45 % des transects. Ces disparités sont moins marquées sur l'île 1 (- 2,14 m), où près de 60 % des transects n'ont pas connu d'évolution significative, alors que 32 % se sont érodés (Figure 66 A).

Sur l'échantillon d'îles de l'atoll d'Ahe étudié sur la période de temps « calme » 1961-1981, les modalités d'évolution du pied de plage sont dominées par un recul sur les côtes océaniques (60 % des îles) et par la stabilité sur les côtes lagunaires (100 %)

Sur les **côtes lagunaires des îles d'Ahe**, le comportement du pied de plage sur cette période a été plus homogène puisqu'il a été stable sur les 4 îles étudiées (100 %). Le pied de plage lagunaire des îles 1 (sud), 83 (sud), 54 (ouest) et 50 (nord) a ainsi évolué en moyenne de 1,94 m, -0,59 m, - 3,03 m et -2,30 m respectivement. Sur ces 4 îles, le pied de plage a été stable sur au moins 60 % des transects et même sur 100 % sur les îles 50 et 83 (tableau 4, Figure 66 A)

Sur l'atoll de Takaroa, la qualité et la couverture des images aériennes permettent d'étudier le comportement du pied de plage sur un nombre plus important d'îles. Ainsi, entre 1969 et 1981, nous avons détecté le comportement du pied de plage océanique et lagunaire sur 32 îles. L'évolution du **pied de plage océanique** a été détectée sur 32 îles des faces ouest (12 îles), est (14 îles en incluant l'extrémité est de l'atoll) et sud (6 îles). À l'échelle de l'atoll, le pied de plage océanique a principalement été stable (18 îles ; 56 %) et a secondairement progradé (11 îles ; 34 %). Dans une moindre mesure, le pied de plage a reculé sur les faces océaniques de 3 îles (10 %). **Sur la face ouest**, le pied de plage a été stable sur les faces océaniques de 7 îles (58 % ; îles 15, 16, 18, 19, 23, 25 et 26). Les valeurs d'évolution moyennes sont comprises entre -1,76 m (île 23) et +3,94 m (île 25). Sur ces îles, le pied de plage a été stable sur au moins 47 % des transects. Sur cette même face, le pied de plage océanique a progradé sur 4 îles (33 % ; îles 17, 20, 21 et 24). Deux de ces îles sont marquées par une avancée significative de leur pied de plage océanique, qui a progradé en moyenne +12,53 m sur l'île 20 et +16,49 m sur l'île 17 ; la part des transects où le pied de plage a avancé est respectivement de 67 % et de 85 % sur ces deux îles. Enfin, le pied de plage a reculé sur l'île 22 uniquement (9 %), avec une valeur moyenne de - 12,35 m sur la période ; 86 % des transects ont reculé. **Sur les faces est et sud** (incluant l'extrémité sud) de l'atoll, le pied de plage océanique a été majoritairement stable (11 îles ; 55 %), tandis qu'il a progradé sur 7 îles (35 %). Par ailleurs, l'indicateur a reculé sur 2 îles (10 %). Parmi les 7 îles sur lesquelles le pied de plage a progradé, les valeurs moyennes d'évolution sur la période sont supérieures à +9 m sur 4 îles : sur les îles 41 et 50, situées à l'est, il a avancé de +9,11 m et de +10,97 m respectivement ; sur l'île 27 qui occupe l'extrémité sud de l'atoll, cette valeur atteint +9,96 m, et sur l'île 29 située au sud, le pied de plage a connu la plus forte valeur moyenne d'accrétion à l'échelle de l'échantillon étudié sur cette période, avec +19,92 m (89 % des transects en accrétion).

Sur les **côtes lagunaires**, le comportement du pied de plage est largement dominé par la stabilité. Cette situation se rencontre sur 26 îles, représentant 81 % de l'échantillon. Dans une moindre mesure, et à parts égales, l'indicateur a progradé sur 3 îles (9,5 %) et reculé sur 3 autres îles (9,5 %). Sur les côtes lagunaires des îles de **l'ouest**, le pied de plage a été stable sur 8 îles (67 %) sur lesquelles la part des transects stables représente entre 25 et 97 %. Sur ces îles, les valeurs moyennes d'évolution sont comprises entre -2,71 m (île 22) et 3,94 m (île 23). Sur les faces **est et sud** (incluant l'extrémité sud) de l'atoll, le pied de plage lagunaire a été stable pour 18 îles sur 20 (90 %). Par ailleurs, il a progradé sur une île et a reculé sur une autre entre 1969 et 1981, ces deux îles étant situées au sud. À **l'est**, le pied de plage lagunaire s'est maintenu sur la totalité des 13 îles étudiées sur la période. Ici, le pied de plage a été stable sur plus de 70 % des transects, avec un taux atteint de plus de 90 % pour 7 îles (îles 43, 45-47, 49-51). Au **sud**, la

situation est moins homogène puisque le pied de plage a été stable sur 4 îles (28-30, 39), a progradé sur une île (île 36, +7,68 m en moyenne, 75 % des transects en accrétion), et a reculé sur une dernière, l'île 33 (-4,26 m en moyenne, 65 % des transects en érosion).

Sur l'échantillon d'îles de l'atoll de Takaroa étudié sur la période de temps « calme » 1969-1981, les modalités d'évolution du pied de plage sont dominées par la stabilité, sur les côtes océaniques comme lagunaires. Par ailleurs, on détecte un net contraste entre les faces océaniques et lagunaires quant aux situations d'accrétion. En effet, le pied de plage des côtes océaniques a progradé sur 11 îles (34 %), tandis que sur les côtes lagunaires, cette situation ne se rencontre que sur 3 îles (9 %).

2.2.2. Influence du cyclone Orama sur l'évolution du pied de plage

Sur l'**atoll de Ahe**, nous avons détecté le comportement du **pied de plage océanique** sur 5 îles des faces ouest (51, 52) et sud (1, 5, 83) de l'atoll. Sur les faces océaniques de ces îles, le pied de plage a été majoritairement stable en position sur la période d'étude. Quatre îles (80 %) ont vu leur pied de plage océanique se maintenir (1, 5, 51, 52), tandis qu'il a progradé sur une seule île (île 83) de la face sud (exposée aux houles), bien que la valeur moyenne ne soit pas très élevée (+4,10 m) (Figure 66 B). **Sur les côtes lagunaires**, le pied de plage s'est maintenu en position sur 5 îles (71 %) des faces ouest (51, 52 et 54) et sud (1 et 83) de l'atoll. Sur ces îles, la part des transects stables est supérieure à 60 % et atteint 100 % (île 52). Sur deux îles (29 %), l'île 5 située au sud et l'île 50 au nord, le pied de plage lagunaire a progradé sur la période d'étude. Les valeurs moyennes d'évolution y atteignent respectivement +4,34 m (41 % des transects en accrétion) et +4,64 m (50 % des transects en accrétion).

Sur l'**atoll de Takaroa**, nous avons pu mener cet effort de détection sur 31 îles au total. Les résultats montrent une certaine homogénéité de la réponse du pied de plage, que ce soit sur les faces océaniques ou lagunaires des îles. **Le pied de plage océanique** a été stable sur 30 îles (97 % de l'échantillon) entre 1981 et 1984. Sur cette période, nous n'observons pas d'effet de façade, dans le sens où le comportement du pied de plage est similaire sur les faces exposées ou abritées de l'atoll. Sur toutes les îles, la part des transects stables est significative puisqu'elle est partout supérieure à 60 % (île 35). Par ailleurs, preuve d'un état de stabilité généralisé, ce taux est supérieur à 80 % sur 29 îles, supérieur à 90 % sur 23 îles et égal à 100 % sur 13 îles. Côté océan, le pied de plage a cependant reculé sur l'île 41, située à l'est de l'atoll à hauteur de -7,98 m en moyenne. Le comportement du **pied de plage lagunaire** est analogue à celui des faces océaniques dans la mesure où il a été stable sur la totalité des îles étudiées sur cette période. Il n'est pas possible, là non plus, de distinguer de comportements divergents selon que les côtes sont exposées ou abritées des houles et des vents cycloniques. La part des transects stables sur les faces lagunaires des îles est supérieure à 65 % pour toutes les îles et est supérieure à 80 % sur 25 d'entre elles.

Que ce soit sur l'atoll de Ahe ou de Takaroa, sur les faces abritées ou exposées aux houles et aux vents cycloniques, le pied de plage des faces océaniques et lagunaires des îles a, pendant cette période sous l'influence du cyclone Orama, majoritairement été stable.

2.2.3. Évolution du pied de plage dans un contexte de réajustement post-cyclonique

Sur la décennie suivant la période cyclonique, le nombre d'îles sur lesquelles nous avons pu détecter l'évolution de la position du pied de plage océanique et lagunaire est très inégal entre les deux atolls. Alors que la couverture des images aériennes anciennes disponibles pour l'atoll de Ahe a permis d'étudier les faces océaniques de 44 îles et les faces lagunaires de 60 îles, la médiocre qualité des images aériennes de 1995 disponibles pour Takaroa ne nous a permis d'étudier le comportement du pied de plage océanique et lagunaire que sur 8 et 4 îles, respectivement. Ces dernières sont toutes réparties entre les faces ouest et est de l'atoll.

À Ahe, les modalités d'évolution du pied de plage océanique ont été détectées sur 44 îles réparties sur la couronne récifale de l'atoll. **Sur la période 1984-1993, le pied de plage océanique** a principalement été stable (32 îles, 73 %). Il a secondairement reculé, puisque cette situation se rencontre sur 11 îles (25 %) à l'échelle de l'atoll. Enfin, le pied de plage océanique a progradé sur une seule île (2 %). **Sur les faces nord** (incluant l'extrémité nord) et **ouest** (incluant l'extrémité sud-ouest) de l'atoll (10 îles), le **pied de plage océanique** n'a pas connu de changement significatif sur 7 îles (70 %), tandis qu'il a reculé sur 3 îles (30 %). Sur ces îles, le pied de plage a reculé en moyenne de -5,50 m, -8,11 m et de -11,99 m sur les îles 54 (ouest), 42 (nord) et 52 (ouest). Le pied de plage y a reculé sur au moins 60 % des transects (Figure 68 A). **Sur les faces sud** (incluant l'extrémité sud) et **est** (incluant l'extrémité nord-est) de l'atoll (34 îles), la situation est comparable puisque l'indicateur a été stable sur 25 îles (73 %), a reculé sur 8 îles (24 %) et a progradé sur 1 île seulement (3 %) (Figure 68 A). Cependant, sur les îles où le pied de plage océanique a reculé, les valeurs moyennes d'évolution sont bien plus importantes que celles rencontrées sur les faces nord et ouest de l'atoll. En effet, au sud par exemple, le pied de plage a reculé de plus de 10 m en moyenne sur 3 îles (9 % ; îles 8, 15 et 16), jusqu'à atteindre -25,58 m en moyenne sur la période (île 15). À l'est, il a reculé de - 22,86 m en moyenne sur l'île 25. La part des transects en situation d'érosion est supérieure à 70 % sur 6 îles sur lesquelles le pied de plage océanique a reculé (îles 6, 8, 14-16 et 25). **Sur les côtes lagunaires, le comportement du pied de plage sur la période 1984-1993** a pu être détecté sur 60 îles d'Ahe. Le pied de plage a été stable en position sur 73 % (44 îles) des îles étudiées, tandis qu'il a reculé sur 25 % (15 îles). L'indicateur n'a progradé que sur 2 % des îles (1). Sur les **faces nord** (incluant l'extrémité nord) et **ouest** (incluant l'extrémité sud-ouest) de l'atoll d'Ahe (23 îles), le comportement du pied de plage lagunaire est à l'image des tendances globales observées sur l'atoll : il est resté stable sur 70 % des îles (16 îles) et a reculé sur 26 % d'entre elles (6 îles). Le pied de plage a progradé sur une seule section d'île (41Be) (Figure 68 A). Là où le pied de plage lagunaire a reculé, les moyennes atteignent sur certaines îles des valeurs significatives : par exemple, sur les îles 78, 55 et 48, le

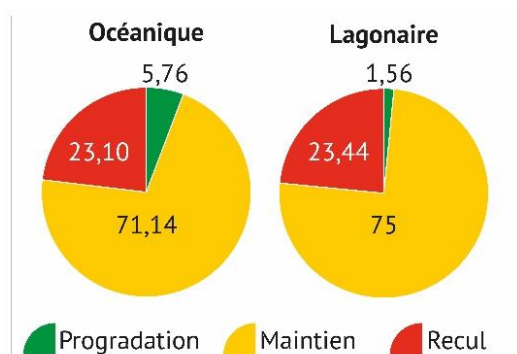
Le pied de plage a reculé de -9,14 m, -9,32 m et -9,89 m, respectivement. De plus, sur ces îles, 100 % des transects ont connu un recul. Sur les **faces sud** (incluant l'extrémité sud) et **est** (incluant l'extrémité nord-est) de l'atoll (37 îles), le pied de plage a principalement été stable, sur 76 % des îles étudiées, et secondairement en recul (sur 24 % des îles). Les îles sur lesquelles le pied de plage lagunaire a reculé sur la période 1984-1993 sont toutes réparties entre les faces sud (îles 5, 12, 14 et 17) et est (îles 24-26, 31 et 34). Sur ces îles, les valeurs moyennes d'évolution sont comprises entre -4,14 m sur l'île 34 et -9,40 m sur l'île 14. Par ailleurs, la part des transects en érosion est comprise entre 64 % et 83 % sur 6 îles (5, 14, 17, 24, 25 et 31), corroborant la tendance au recul sur ces îles.

Sur l'atoll de Takarua, le pied de plage n'a pu être numérisé que sur un nombre réduit d'îles, notamment en raison de la faible qualité des images aériennes anciennes de 1995 (exposition trop importante sur nombre de photographies). En conséquence, nous présenterons ici l'évolution du pied de plage océanique sur 8 îles et du pied de plage lagunaire sur 4 îles des faces ouest et est de l'atoll. À l'**est**, le **pied de plage océanique** a été stable sur 3 îles (60 % ; îles 47, 50 et 53) tandis qu'il a progradé sur une île (20 % ; île 51) et reculé une île (20 % ; île 45). Sur l'île 51, le pied de plage a progradé en moyenne de +5,23 m (56 % des transects en accrétion) tandis qu'il a reculé de -4,88 m en moyenne sur l'île 45 (64 % des transects en érosion) entre 1984 et 1995. Par ailleurs, sur les îles où l'indicateur a été stable, cette tendance est confirmée par la large part des transects présentant des valeurs comprises entre -4 m et 4 m : il atteint 78 %, 86 % et 97 % sur les îles 53, 47 et 5, respectivement. À l'**ouest**, l'indicateur a été stable les faces océaniques de 2 îles (14 et 21) et a progradé sur la face océanique de l'île village (île 15). Sur l'île-village, le pied de plage lagunaire a progradé de manière significative : sur la période d'étude, il a avancé de +7,55 m en moyenne et 100 % des transects étaient en accrétion. Sur les **côtes lagunaires**, le comportement du pied de plage est très homogène. Que ce soit sur la face est ou ouest de l'atoll, cet indicateur a été stable sur toutes les îles étudiées sur cette période. Les valeurs moyennes d'évolution sont comprises entre -2,49 m (île 46, est) et +2,14 m (île 15, est). De plus, preuve de cette tendance à la stabilité du pied de plage entre 1984 et 1995, plus de 80 % des transects ont enregistré des valeurs d'évolution comprises entre -4 m et +4 m.

Conclusion partielle

Évolution de la position du pied de plage dans un contexte de réajustement post-cyclonique

Sur les faces océaniques et lagunaires des îles des atolls de Ahe et de Takaroa, le pied de plage a été, sur cette période dite de réajustement, essentiellement stable. À l'échelle des deux atolls, le pied de plage océanique a été stable sur 71,14 % des îles et le pied de plage lagunaire sur 75 %. Cet indicateur a reculé sur 23,10 % et 23,44 % des faces océaniques et lagunaires respectivement. Dans une moindre mesure, le pied de plage a progradé sur 5,76 % et 1,56 % des faces océaniques et lagunaires respectivement.



Chapitre 8 | Contribution du facteur anthropique aux évolutions de surface et de position du trait de côte des îles des zones aménagées d'atolls de l'ouest des Tuamotu

Sur les littoraux, les évolutions morphologiques côtières résultent d'interactions complexes, perpétuelles et multifactorielles. Sur les îles coralliennes d'atolls, ce constat est particulièrement exacerbé, puisque ces dernières conjuguent à la fois une forte exposition aux événements météorologiques intenses - dans cette partie du monde, ce n'est pas tant la fréquence de ces événements, mais essentiellement la vulnérabilité géomorphologique de ces îles qui entre en jeu - et une forte concentration des hommes et des activités dans une très proche bande côtière (Ford, 2012), en particulier sur les îles-villages qui concentrent la majorité de la population des atolls. Sur les îles coralliennes d'atolls, facteurs naturels et anthropiques concourent aux évolutions morphologiques, tout en agissant à des échelles spatio-temporelles différentes (Ford, 2012 ; Mann et Westphal, 2014 ; Ford et Kench, 2015 ; Duvat et al., 2017a). Face à la complexité de l'évolution multifactorielle de ces îles, seul un nombre limité de travaux ont à ce jour tenté d'évaluer la part des changements observés attribuable à l'influence du facteur anthropique, sur la base d'une approche centrée sur l'échelle locale (pertinente pour satisfaire cet objectif) et pluridécennale (Yamano et al., 2007 ; Collen et al., 2009 ; Purkis et al., 2016 ; Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a ; Duvat et Magnan, 2019).

Particulièrement remarquables sur les îles les plus aménagées (îles portant les villages ou concentrant les habitants, îles dédiées à la perliculture ou à des infrastructures lourdes comme les ports ou les aéroports), les modifications morphologiques côtières directes (remblai, rigidification du trait de côte) et indirectes (modification des processus hydrosédimentaires par l'implantation d'un ouvrage de défense ou d'un aménagement par exemple) liées aux activités anthropiques contribuent localement aux évolutions morphologiques à l'échelle pluridécennale (Xue et al., 2001 ; Ford, 2012 ; Biribo et Woodroffe, 2013 ; Duvat, 2013 ; Ford et Kench, 2015 ; Kench et al., 2015 ; Purkis et al., 2016 ; Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a ; Duvat et Magnan, 2019). L'augmentation significative du nombre d'habitants associée à une multiplication des infrastructures a accru les pressions environnementales, du moins dans les secteurs où se concentre la population. L'échelle locale (celle de l'île) est la plus pertinente pour tenter d'évaluer la contribution et le poids de chaque facteur d'évolution aux changements détectés. Cette démarche d'attribution est souvent complexe dans la mesure où les facteurs de contrôle (naturels ou anthropiques) agissent de manière concomitante. En ce sens, parce qu'elles concentrent une part importante des habitants et parce qu'elles présentent un degré de perturbation élevé, les îles-villages constituent un type d'île propice à l'accomplissement du processus de détection des évolutions planimétriques (c.-à-d. surface et position du trait de côte) et d'attribution au facteur anthropique. Le présent chapitre traitera ce point, en s'attachant plus spécifiquement à identifier les grandes logiques et modalités d'anthropisation des îles-villages des atolls perliers.

Dans ce chapitre, nous démontrons comment, en s'appuyant sur des exemples concrets, le besoin d'espace a indubitablement conduit à la croissance artificielle de la superficie de certaines îles par remblaiement des eaux peu profondes, puis nous investiguons les conséquences de l'artificialisation des littoraux sur l'évolution de la position du trait de côte des îles-villages des atolls de Ahe, Takaroa et de Manihi à l'échelle pluridécennale.

1. Contribution des activités anthropiques à l'évolution de la surface des îles à l'échelle pluridécennale

Pour rappel, les îles étudiées ont été, à l'échelle pluridécennale, majoritairement en extension (55 % des îles) ou stables (41 %), alors qu'une minorité d'îles s'est contractée (4 %).

1.1. Croissance de la population et pression foncière : le nécessaire recours au remblaiement

La croissance démographique des îles perlières des Tuamotu a été rapide sur les dernières décennies, et caractérisée par des phases d'accélération. Or sur les atolls, du fait de la taille réduite des îles qui les composent, il existe une pression foncière forte et fondamentalement croissante à laquelle la principale réponse apportée a été le remblaiement du platier récifal. Sur les îles-villages, où la densité de population est généralement la plus forte et où sont implantées les principales instances décisionnelles (mairie) et infrastructures (port pouvant accueillir les navires de marchandises, principale connexion vers l'extérieur), les aménagements côtiers sont nombreux et se sont multipliés à mesure que la population a progressé.

Si l'on considère les périodes d'étude dans leur globalité (qui, pour rappel, sont différentes pour chaque atoll) sur lesquelles nous avons détecté le comportement des îles-villages des trois atolls, on constate qu'elles ont toutes été marquées par une extension significative de leur surface stabilisée.

Entre 1961 et 2015, l'île-village de Tenukupara (Ahe) a gagné 1,18 ha, ce qui représente une croissance +5,52 % (Figure 69 A et B). **L'île de Teavaroa (Takaroa)** est quant à elle passée de 11,05 ha en 1969 à 13,59 ha en 2013, soit un gain net de 2,55 ha, correspondant à une augmentation de surface de 23 % sur la période (Figure 69 C et D). Enfin, **l'île de Paeua (Manihi)** est celle qui a, en dépit d'une période d'étude plus courte (34 années), connu le gain net de surface le plus important. En effet, entre 1981 et 2015, elle a gagné 4,32 ha, soit une progression de +17,70 % (Figure 69 E et F). Ces dynamiques sont largement contrôlées par une succession d'interventions humaines, notamment par le recours au remblaiement du platier récifal pour pallier l'exiguïté spatiale de ces îles, qui a été exacerbée par une croissance démographique significative et rapide.

Si l'on compare l'évolution de la surface des îles-villages et celle des zones remblayées, on remarque que ces dernières participent, sinon intégralement, du moins significativement à la croissance de ces îles (Figure 69 B, D et F). Il arrive même que les surfaces remblayées soient supérieures à l'extension globale des îles-villages. C'est le cas par exemple à Ahe, où les surfaces remblayées sur la période d'étude atteignent 1,47 ha alors que l'île s'est agrandie de 1,18 ha (Figure 69 B). Ce constat est également vrai pour l'île-village de Takaroa, où 2,76 ha de platier récifal ont été remblayés alors que le bilan est de + 2,55 ha sur la période (Figure 69 D). Seule l'île-village de Manihi présente des surfaces remblayées inférieures aux gains totaux, puisque l'île a gagné 4,32 ha sur la période alors que 3,92 ha ont été remblayés (Figure 69 F). Sur certaines périodes d'étude, le recul de la ligne de stabilité sur les côtes naturelles et mobiles explique que les gains de superficie totaux soient inférieurs à la somme de la surface des remblais. Par exemple, entre 1981 et 1993 le trait de côte (LS) a reculé sur la côte océanique de l'île-village

d'Ahe (jusqu'à -19,38 m ; Tableau 13), notamment sur les extrémités de l'île et à proximité des hoas (Figure 69 B). Sur cette période, l'île s'est agrandie de 0,11 ha alors que la somme des surfaces remblayées atteint 0,29 ha (Figure 69 B). Aussi, à Takaroa, entre 1969 et 1981, la ligne de stabilité lagonaire a reculé en moyenne de -8,41 m et au maximum de -39,29 m (extrémité sud de l'île ; Tableau 13) (Figure 69 D), entraînant une contraction de l'île qui n'a pas été compensée par le remblayage. Sur cette période, la surface de l'île-village a diminué de 0,28 ha alors que 0,02 ha de remblai ont été réalisés sur le platier récifal (Figure 69 C et D).

Au-delà du fait que les îles-villages se sont étendues, principalement sous l'effet du remblayage des platiers récifaux, les taux de croissance de leur surface n'ont pas été linéaires dans le temps, et ont été plus élevés sur les périodes où la croissance de la population a été forte.

1.2. Des rythmes d'extension corrélés à la dynamique démographique

Les trajectoires d'évolution de ces îles répondent à une logique plus générale d'aménagement imposée par le besoin d'espace lié à la croissance démographique et à la nécessité d'implanter des infrastructures d'intérêt public (quais, par exemple). Pour chacune des îles-villages, les phases de gain de surface correspondent le plus souvent aux périodes où la croissance démographique a été la plus marquée, bien que la finesse temporelle des données (population et surface) ne permette pas de corréliser annuellement ces deux éléments.

Par exemple, **à Ahe**, c'est à partir de 1988 que la croissance démographique a été la plus forte avant de diminuer à partir de 2007. Entre 1988 et 2007, la population de cet atoll a augmenté de +249 % (Figure 69 B). Parallèlement, des remblais ont été réalisés, d'abord entre 1961 et 1993 (+0,45 ha), puis principalement sur la période suivante (1993-2015), où s'observe un gain de 1,02 ha (Figure 69 A et B), notamment sur la côte lagonaire (Figure 69 B).

Le même constat peut être dressé à **Takaroa**, où la démographie a connu dès 1983 une croissance soudaine et continue jusqu'en 2007. Parallèlement, entre 1981 et 2013, l'île-village a connu deux phases de remblaiement, une première entre 1981 et 1995, avec le remblaiement de 0,44 ha, puis une seconde entre 1995 et 2013, pendant laquelle un remblai massif de 1,82 ha a été réalisé sur la côte océanique (Figure 69 C). Ce dernier a participé significativement à l'extension de l'île-village (à lui seul, il représente près 79 % de la surface remblayée entre 1995 et 2013), puisque sur cette période, la somme totale des surfaces remblayées atteint 2,30 ha (+20,27 % ; Figure 69 D). Durant cette seconde phase de remblaiement, la population de l'atoll a quant à elle augmenté de 80 % et a connu, entre 1996 et 2007, une progression de +179 % (Figure 69 B).

Enfin, à **Manihi**, la population a augmenté significativement entre 1983 et 1996 (+146 %), avant de connaître une phase de stabilisation entre 1996 et 2007 (+2,9 %) pour finalement diminuer entre 2007 et 2012 (-16 %) (Figure 69 F). La trajectoire d'évolution de la surface de l'île de Paeua est en phase avec l'évolution démographique, dans le sens où cette île a connu une extension continue (+3,67 ha, dont 3,12 ha de remblai) entre 1981 et 2001, avant de se stabiliser entre 2001 et 2015 (+0,65 ha soit +2,31 %) (Figure 69 E et F). Entre 1981 et 2001, deux phases de remblaiement ont été détectées. La première, entre 1981 et 1993, a engendré un gain de surface de 1,58 ha par remblaiement des zones marécageuses de la face lagunaire (Figure 69 E). La seconde, de 1993 à 2001, a contribué à l'extension de l'île-village de 1,54 ha. La dernière période (2001-2015), au cours de laquelle la surface de l'île a été stable, est marquée par la réalisation de remblais privés sporadiques le long de la côte lagunaire (Figure 69 E).

Conclusion partielle

Contribution du facteur anthropique à l'évolution de la surface des îles à l'échelle pluridécennale

- Dans l'archipel des Tuamotu, la **croissance démographique** a été rapide ces dernières décennies, notamment sur les atolls perliers.
- Le **recours au remblaiement** a été la réponse principale apportée à **l'exiguïté spatiale** exacerbée par la croissance démographique.
- Sa **contribution** à la croissance de la surface des îles-villages est cependant **variable** :
 - **Takaroa** : +23 % ;
 - **Manihi** : +17,70 % ;
 - **Ahe** : +5,52 %.
- C'est sur les périodes où la croissance démographique a été la plus importante que les surfaces remblayées sont les plus étendues.

Figure 69 (page suivante) - Évolution de la position du trait de côte (ligne de stabilité) et extension urbaine sur les îles-villages des atolls de Ahe (A), Takaroa (C) et Manihi (E), et évolution de leur surface (respectivement, B, D et F) à l'échelle pluridécennale. Chaque encadré (A, C, E) montre la position de la ligne de stabilité pour les dates les plus anciennes et les plus récentes des périodes d'étude (variant pour chaque atoll), ainsi que l'extension urbaine de ces îles qui concentrent population et institutions (maire, écoles...). Sur les îles-villages, le trait de côte a connu des avancées significatives, que ce soit sur leur face océanique, comme à Takaroa (C), ou lagunaire, comme à Ahe ou Manihi (A, E). Pour chaque village, la surface totale gagnée est essentiellement due à un remblaiement des eaux peu profondes en réponse à un besoin d'espace en raison de la croissance de la population ou d'implantation d'équipements portuaires.

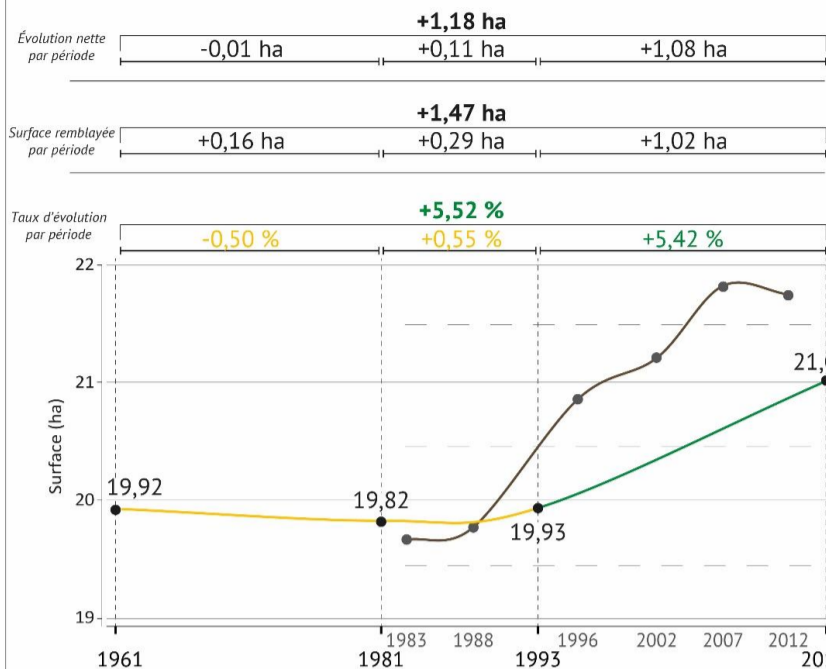
Évolution de la position du trait de côte et du bâti

Évolution de la surface stabilisée

A Ahe - Village de Tenukupara

B Ahe - Village de Tenukupara

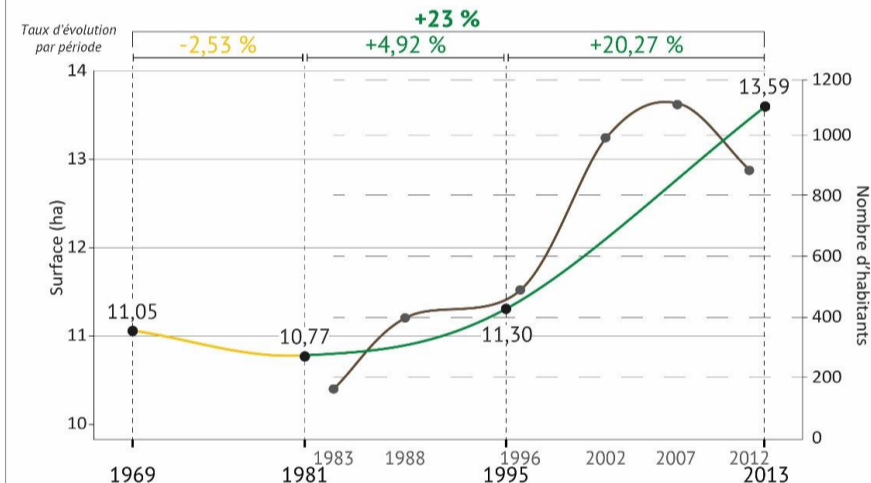
1961-2015



C Takaroa - Village de Teavaroa

D Takaroa - Village de Teavaroa

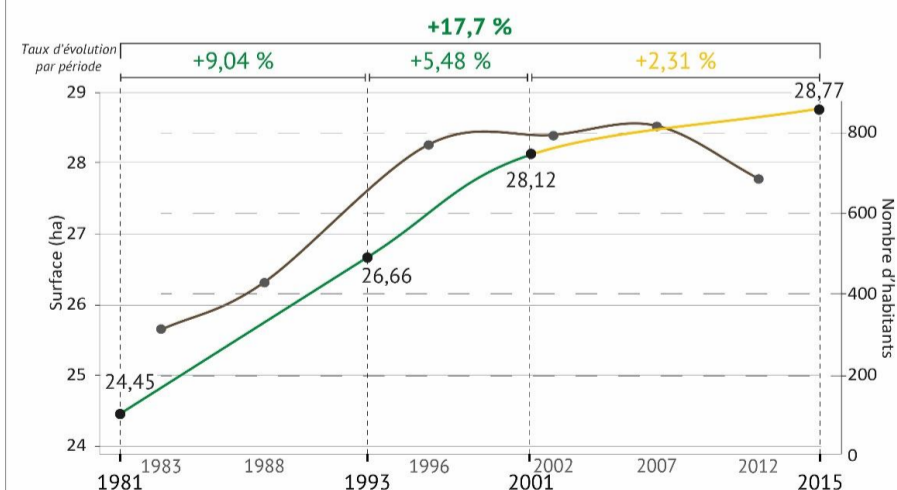
1969-2013



E Manihi - Village de Paeua

F Manihi - Village de Paeua

1981-2015



— Ligne de stabilité (D1) — Ligne de stabilité (D2)
 - - - Routes (D2) ■ Bâti (D1) ■ Bâti (D2)

Évolution de la surface stabilisée

● Extension (x > +3%)
 ● Maintien (- 3 % ≤ x ≤ + 3 %)
 ● Contraction (x < -3%) ● Population

D : Date. Ahe: D1, 1961 / D2, 2015. Takaroa: D1, 1969 / D2, 2013. Manihi: D1, 1981/ D2, 2015

Sources des données : traitements des images aériennes anciennes 1961, 1969 et 1981 et images satellites Pléiades © CNES 2013 et 2015. Population, ISPF

2. Influence des aménagements côtiers sur l'évolution de la position du trait de côte

En plus d'accroître la surface stabilisée de ces îles, les remblais ont une double conséquence sur la morphologie côtière : d'abord parce qu'ils sont, sinon toujours, du moins dans une grande majorité, protégés par des ouvrages de défense (murs verticaux, enrochements...), ils participent à l'artificialisation croissante du trait de côte ainsi qu'à sa rigidification ; ensuite, parce que la réalisation de remblais entraînant une progression des terres émergées vers l'océan ou le lagon, ces ouvrages engendrent une avancée artificielle du trait de côte. Ici, nous proposons d'évaluer la contribution des remblais et de la rigidification progressive du trait de côte à l'évolution de la position de ce dernier.

2.1. Une artificialisation croissante de la ligne de stabilité

Les îles-villages des atolls étudiés ont connu, sur les dernières décennies, une artificialisation croissante de leurs côtes. Par définition, l'artificialisation correspond à la modification de la nature du trait de côte (ici, la ligne de stabilité) par une action anthropique, le trait de côte passant ainsi d'un état *naturel*, c'est-à-dire libre de tout mouvement (progradation, érosion) et généralement végétalisé, à un état *artificiel* et donc fixé par un aménagement ou un ouvrage de défense. Dans le cas des remblais les plus massifs, il arrive que la topographie de la zone côtière se trouve profondément modifiée : généralement, en résultat du remblaiement, l'altitude de la côte peut être accrue.

Que ce soit sur les côtes océaniques ou lagunaires des îles-villages, le constat est identique : les côtes ont été progressivement artificialisées sur tout ou partie de leur longueur. Seule la face océanique du village de Tenukupara (Ahe) fait exception à cette règle, puisqu'elle était en 2015 encore entièrement libre de tout aménagement ou ouvrage, et donc intégralement naturelle et libre de mouvement (Figure 70 A et D).

Ailleurs, l'artificialisation des côtes a été plus ou moins rapide, mais concerne pour la période la plus récente une part non négligeable de la longueur totale du linéaire côtier lagunaire et océanique des îles. Par exemple, **la côte lagunaire de l'île-village de Takaroa** était, en 1969, intégralement naturelle (Figure 70 B). Progressivement, au fur et à mesure que des remblais et des ouvrages de protection ont été implantés cette côte a été presque intégralement fixée : en 2013, c'était le cas sur près de 87 % de la côte lagunaire, soit 510 m sur 588 m de longueur totale (Figure 70 B et D). Ce constat est analogue pour **la côte océanique** : alors que seuls 8 % (51 m) de sa longueur totale (642 m) étaient fixés en 1969, elle était intégralement artificialisée en 2013 (100 %, 660 m) (Figure 70 B et D). **À Takaroa**, cette artificialisation des côtes a été amorcée à partir de 1981 sur la côte lagunaire, dès lors que les premiers remblais ont été achevés. Entre 1981 et 1995, la part du linéaire côtier lagunaire artificialisé est passée de 4,62 % à 59,79 %, pour finalement atteindre 87 % en 2013 (Figure 70 B et D). La côte océanique a connu deux phases de rigidification, une première entre 1981 et 1995 (de 9,12 à 39,31 %), et une seconde, liée au remblai massif réalisé dans les années 2000, entre 1995 et 2013. Sur cette dernière période, le part du linéaire océanique artificialisé est passée de 39 % (259 m) en 1995 à 100 % (660 m) en 2013.

À Manihi, le même processus opère. Bien que les côtes océaniques et lagunaires étaient déjà artificialisées sur 21 % et 30 % de leur linéaire respectivement en 1981, leur artificialisation s'est poursuivie au fil des années. La côte océanique a été progressivement rigidifiée sur 27 %, 35 % et 46 % de sa longueur en 1993, 2001 et 2015, respectivement (Figure 70 C et D). Sur la côte lagunaire, cette artificialisation a été plus soudaine, notamment entre 1993 et 2001, période durant laquelle la part du linéaire artificialisée est passée de 49 % à 83 %. En 2015, 89 % de la longueur de la ligne de stabilité lagunaire était rigidifiée (Figure 70 C et D).

Sur la face lagunaire de l'île-village de Ahe, la rigidification a également été progressive entre 1961 et 2015 (12 % en 1961, 83 m sur 691 m). Finalement, en 2015, la ligne de stabilité est fixée sur un peu plus de la moitié de sa longueur totale (57 %, 469 m sur 820 m) (Figure 70 A et D).

Sur les îles-villages des atolls de Ahe et de Manihi, la rigidification croissante du trait de côte associée à la réalisation de remblais a eu pour conséquences d'accroître la longueur totale du linéaire côtier, notamment sur les côtes lagunaires. En effet, en 1961, la côte lagunaire du village de Tenukupara (Ahe) totalisait 691 m, puis 820 m en 2015 (Figure 70 A et D), soit une augmentation nette de 129 m, représentant une croissance de + 18 % sur la période. La côte lagunaire du village Paeua (Manihi) est marquée par la même tendance. En 1981, elle totalisait 1837 m de linéaire puis, en 2015, 2830 m, soit un gain net de 993 m, représentant un accroissement de 54 % de la longueur de la ligne de stabilité sur cette période. Cette augmentation de la longueur du linéaire côtier s'explique par la configuration des aménagements réalisés, comme l'illustre la Figure 71 D et E, qui présente le cas d'un remblai protégé, sur sa partie externe, par un enrochement et réalisé au-devant d'une pension à Manihi. Généralement, la réalisation de remblais, notamment de ceux qui ont la double vocation d'accroître la superficie émergée et de protéger l'espace situé dans leur partie interne (port), a pour conséquence d'accroître significativement la sinuosité du trait de côte, conduisant indubitablement à une augmentation de sa longueur totale. On trouve également à Manihi, un bon exemple de cette configuration Figure 71 A, le quai réalisé sur la face lagunaire, ici à gauche de l'image).

Les relevés de terrain ont montré que la majeure partie du linéaire côtier des faces lagunaires et océaniques est fixé par des murs verticaux cimentés érigés au-devant des remblais pour les protéger, comme l'illustrent les photographies A, B et C de la Figure 71. Au-devant des propriétés privées, les remblais sont généralement protégés par des enrochements, dont les matériaux sont issus des zones draguées à proximité immédiate (Figure 71 D et E). Généralement, le dragage du platier récifal a une double vocation. D'abord, il sert à accroître le tirant d'eau, permettant la navigation des embarcations. Surtout, il permet de fournir les matériaux qui servent au remblaiement (sur les images aériennes, la nuance bleu clair des zones de dragage les rends facilement détectables, Figure 71 A et D).

Conclusion partielle

Une rigidification progressive du trait de côte

- Les **remblais** ont été **stabilisés et protégés** par des **ouvrages longitudinaux** ;
- Ces **ouvrages** participent à la **rigidification du trait de côte** (jusqu'à 100 % du linéaire côtier sur la période récente) ;
- La géométrie des remblais induit une augmentation du linéaire côtier (jusqu'à 54 %) des îles-villages ;
- L'artificialisation du trait de côte peut **interrompre les échanges sédimentaires** transversaux et **annihiler le caractère mobile et dynamique** de la zone côtière.

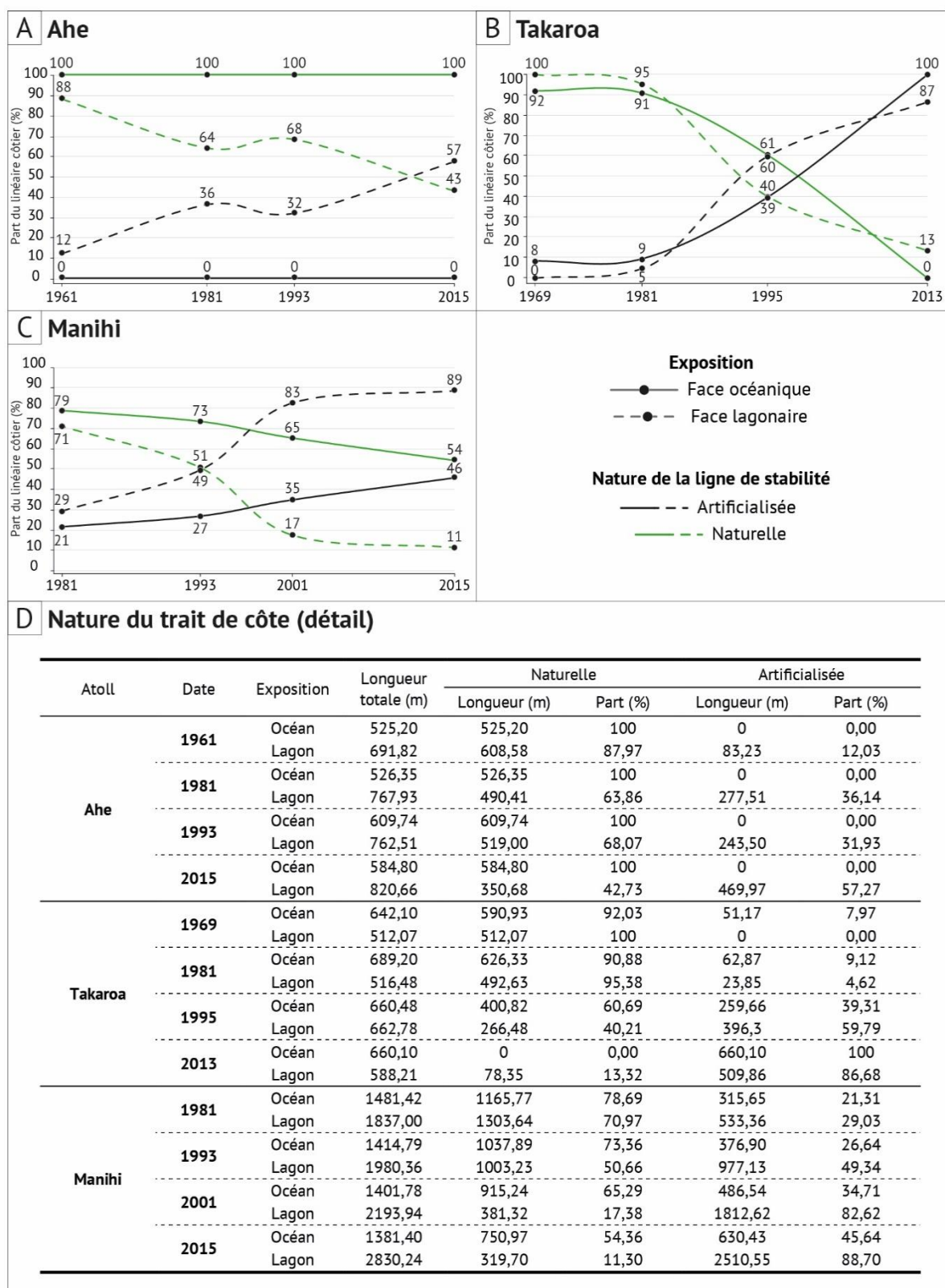


Figure 70 – Nature de la ligne de stabilité des îles-villages des atolls de Ahe (A), Takaroa (B) et de Manihi (C) aux différentes dates, à partir de l'analyse des photographies aériennes et images satellites. Pour chaque village, le trait de côte a connu une artificialisation croissante, jusqu'à atteindre 100 % sur la côte océanique du village de Takaroa (B). A l'inverse, il n'a pas été fixé sur la côte océanique du village de Ahe (A) où il reste, en 2015, intégralement naturel (absence d'ouvrages ou d'infrastructure fixant le trait de côte).



Figure 71 – Conséquences du remblaiement sur la nature du trait de côte des îles coralliennes d'atolls. (A) vue d'ensemble de l'île de Paeua depuis la passe Tairapa (Manihi). Cette photographie (mars 2018) montre le caractère fixé et artificiel du trait de côte de l'île-village de Manihi sur la quasi-totalité de son linéaire. (B) mur de protection érigé au-devant du remblai réalisé sur la côte océanique de l'île-village de Takaroa entre 1995 et 2013. On notera, en plus du caractère rigide du trait de côte, la différence topographique entre la partie remblayée sur le platier récifal (en herbe, à gauche du mur) et le conglomérat récifal océanique résiduel (de couleur sombre, à droite du mur), qui atteint environ 3 mètres. (C) Sur l'atoll de Ahe, un remblai a été réalisé sur la côte lagunaire, servant aujourd'hui de quai. (D) et (E) les remblais peuvent également être protégés par des enrochements, comme c'est le cas ici à la pension Manihi Pearl Village. Souvent, ces enrochements se retrouvent au-devant des remblais réalisés par les habitants et sont érigés avec les matériaux les plus grossiers issus du dragage du platier récifal. Photographies : V.Pillet.

2.2. Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les îles-villages

À l'échelle des atolls, les îles-villages comptent parmi les îles les plus densément urbanisées et sur lesquelles les évolutions morphologiques côtières ont été influencées par une présence anthropique grandissante au fil des décennies. Dans ce contexte de perturbation graduelle, comment a évolué la ligne de stabilité des îles-villages sur les périodes d'étude successives ? Et comment le facteur anthropique a-t-il contribué à la dynamique du trait de côte ?

Dans cette section, toutes les valeurs d'évolutions planimétriques font référence au Tableau 13.

La direction des changements de position de la ligne de stabilité des faces océaniques et lagunaires des îles villages des atolls de Ahe, Takaroa et Manihi est caractérisée par une forte variabilité spatiale. Elle s'exprime d'une part entre les faces océaniques et lagunaires des îles, et d'autre part à l'échelle intra-façade, le long du linéaire côtier, comme en témoigne la part hétérogène des transects en avancée, stables ou en recul, et les fortes valeurs de progradation localisées. Cette variabilité s'exprime également à l'échelle des différentes périodes d'étude. Dans ce contexte, qu'est-ce qui peut expliquer, sur les îles-villages, de telles disparités spatio-temporelles dans le comportement (direction et proportion des changements) de la ligne de stabilité ?

La réponse à cette question relève des modalités d'aménagement des îles-villages qui, pour rappel, concentrent hommes et services publics (mairie, école...). Afin d'évaluer la contribution des remblais et des aménagements côtiers à la dynamique de la ligne de stabilité, nous avons mis en exergue pour chaque transect les résultats de l'évolution de la position du trait de côte mesurée sur les faces océaniques et lagunaires des îles-villages pour les sous-périodes d'étude (courbes, Figure 72 et Figure 73) et la nature du trait de côte à chaque date (représentation des transects, Figure 72 et Figure 73). Couplée à une analyse qualitative des images aériennes anciennes et à des relevés de terrain, cette démarche nous permet de distinguer avec rigueur les portions de côte où l'indicateur a progradé à la suite de la réalisation d'un remblai des portions où il a évolué en réponse aux dynamiques naturelles (distinction côtes artificialisées/côtes naturelles).

Ainsi, les résultats montrent que de manière systématique, les remblais ont entraîné une avancée de la position de la ligne de stabilité. Parallèlement, les transects déjà rigidifiés à la date inférieure de la période d'étude se sont maintenus en position ou ont progradé lorsqu'un nouvel aménagement a été réalisé. En aucun cas ils n'ont reculé. Seules les portions de côtes naturelles aux deux dates montrent l'ensemble du spectre des réponses possibles (avancée, recul, stabilité). Afin d'appuyer ces propos, nous décrivons ici le comportement de la ligne de stabilité des îles-villages aux différentes périodes d'étude, d'abord pour leurs côtes océaniques, puis pour leurs côtes lagunaires car ces dernières ont connu des évolutions contrastées.

2.2.1. Modalités d'évolution sur les côtes océaniques

Sur la côte océanique de **l'île-village de Tenukupara (Ahe)**, la ligne de stabilité est restée, à l'échelle de notre période d'étude (1961-2015), naturelle (c'est-à-dire, sans ouvrage ou aménagement qui la fixent) (Figure 72 A, B et C). **Entre 1961 et 1981**, le trait de côte a été essentiellement stable (74 % des transects, Tableau 13) et a localement reculé (26 %, Tableau 13). Ce recul du trait de côte s'observe notamment des transects 33 à 40 (Figure 72 A), où la valeur maximale de recul (-8,98 m, Tableau 13) est atteinte. **Entre 1981 et 1993** (Figure 72 B), le trait de côte montre un comportement plus hétérogène et alterne entre érosion et accrétion sur une très faible échelle spatiale (de l'ordre d'une quarantaine de mètres, au plus). D'abord, on observe une zone où la ligne de stabilité a significativement reculé (Figure 72 B, transects 3 à 19, 32 % des transects). Sur cette portion de côte, nombreux sont les transects qui présentent des valeurs de recul inférieures à -15 m, jusqu'à atteindre un minimum de -19,38 m (Tableau 13). Ici, le recul de du trait de côte est manifestement attribuable à l'action de houles cycloniques (Orama, 1983) et à une absence de réajustement sur la période d'étude. À l'inverse, on observe entre les transects 21 et 40 (Figure 72 B) un développement de la végétation, participant à une progradation du trait de côte sur cette zone qui atteint localement plus de 10 mètres. Toutefois, la majeure partie de ces transects en accrétion montre des valeurs d'évolution comprises entre +4 m et +10 m. Enfin, **entre 1993 et 2015**, le comportement du trait de côte a basculé d'un état d'érosion à un état de progradation (le trait de côte étant naturel, la progradation est notamment liée au développement de la zone stabilisée et à la colonisation végétale) sur les transects 8 à 17 (Figure 72 C). Ici, l'accrétion maximale atteint +11,82 m (transect 12) et est majoritairement comprise entre +4 m et +10 m. Le long du linéaire côtier océanique, on observe trois sites où la ligne de stabilité a reculé (transects 0 et 1 ; 21 à 29 et 45 à 50), pour une valeur minimale de -7,59 m (Tableau 13) (recul de la végétation).

La côte océanique de l'île de Teavaroa (Takaroa, Figure 72 D, E et F) a été progressivement rigidifiée par la réalisation graduelle de remblais au-devant desquels des murs verticaux en béton armé (Figure 71 B) ont été réalisés pour protéger les zones remblayées et la population. La dynamique de la ligne de stabilité s'en trouve alors, du moins pour les périodes les plus récentes, largement influencée par ces interventions anthropiques. Dès 1969, une faible portion de côte était déjà fixée au sud-est par un quai (transects 63 à 67, Figure 72 D). **Entre 1969 et 1981**, un remblai a été réalisé dans la continuité de cette zone, entraînant une avancée de la ligne de stabilité très localisée, mais significative (transect 62, +8,67 m). Sur cette période, la part du linéaire côtier fixé est passée de 8 à 9 % (Figure 70 D) en raison de l'agrandissement du quai à proximité de la passe. Ailleurs, la ligne de stabilité qui était naturelle s'est maintenue en position à hauteur de 95 % des transects (Tableau 13).

C'est **entre 1981 et 1995** que la multiplication des aménagements a conduit à une rigidification progressive de la côte océanique à Takaroa (la part du linéaire artificialisée est passée sur cette période de 9 % à 39 %, Figure 70 D). L'artificialisation des côtes est associée à la réalisation de remblais, dans la continuité des aménagements déjà présents sur la période précédente au sud-est de l'île, mais aussi à l'implantation de murs verticaux ayant vocation à (1)

contenir ces remblais nouveaux et (2) à les protéger des assauts des houles. **Entre 1981 et 1995**, le remblaiement du platier récifal océanique a entraîné une progradation significative de la ligne de stabilité sur les transects 42 à 61, puisque cette dernière a avancé de plus de 15 m sur 12 transects (de 45 à 57, avec un maximum de +17,82 m) (Figure 72 E). Ailleurs, on notera la présence de quatre spots d'accrétion sur les côtes naturelles où la végétation a colonisé le haut de plage, parfois sur des distances significatives (plus de 12 mètres au transect 1, Figure 72 E).

Enfin, **entre 1995 et 2013**, la côte océanique de l'île-village de Takaroa a connu sa dernière grande phase d'aménagement conduisant d'une part à sa rigidification intégrale et à une progradation jamais vue jusqu'alors sur cette île d'autre part. Comme l'illustre la Figure 72 F, le trait de côte a été intégralement fixé sur cette période (transects 0 à 44, Figure 72 F ; Figure 70 B et D). Sur ces mêmes transects, la ligne de stabilité a progradé significativement, notamment dans la partie nord-ouest. En effet, les transects 0 à 24 ont tous enregistré des valeurs d'accrétion supérieures à +50 m (maximum de +80,74 m sur le transect 10, Figure 72 F). Cette avancée significative du trait de côte est directement liée à la réalisation d'un remblai entre 1995 et 2013 (Figure 69 C). La rigidification intégrale de la ligne de stabilité est quant à elle liée à la construction de murs en béton armé, atteignant trois mètres de haut, au-devant du remblai (Figure 71 B). Ainsi, au-delà de participer à la rigidification du trait de côte, les remblais et les ouvrages de défense entraînent une modification significative de la topographie insulaire, et notamment sur les zones proches du littoral (ces modifications topographiques n'ont pas été mesurées précisément, mais les observations et les entretiens réalisés sur le terrain corroborent cette affirmation).

Ainsi, à Takaroa, le remblaiement du platier récifal océanique associé à la construction de murs de défense massifs (béton armé, plusieurs mètres de hauteur) a contribué à la progradation continue de la ligne de stabilité et à sa rigidification. De plus, ces remblais ont, comme nous l'avons déjà exposé précédemment, largement contribué à l'extension artificielle de l'île du village de Teavaroa (section 2 de ce même chapitre).

Les mêmes dynamiques s'observent sur la **côte océanique de l'île de Paeua (Manihi)** entre 1981 et 2015. **Entre 1981 et 1993**, le comportement de la ligne de stabilité océanique répond à une double dynamique. D'une part, l'indicateur a progradé sur les côtes naturelles en raison d'un développement de la zone stabilisée associé à une colonisation de l'arrière-plage et du haut de plage par la végétation côtière. Cette situation s'observe dans la moitié est de l'île, entre les transects 69 et 147 (Figure 72 G). C'est d'ailleurs sur cette portion de côte que la ligne de stabilité a connu sa plus forte valeur de progradation sur cette période (+20,10 m). D'autre part, la ligne de stabilité a ponctuellement progradée à la suite de la réalisation de deux remblais. Le premier, entre les transects 2 et 13 et le second entre les transects 30 à 51. Sur ces derniers, la ligne de stabilité a localement avancé de plus de 17 mètres. Ici, le remblai n'a été que partiellement protégé par un mur vertical entre 1981 et 1993 (sur les transects 35 à 42 et 55 et 63) (Figure 72 G). **Entre 1993 et 2001**, seul un nouveau remblai a été réalisé sur la côte océanique, entraînant une avancée artificielle de la ligne de stabilité (entre les transects 42 et 55) (Figure 72 H), avec un maximum de +10,93 m. Cette portion de côte correspondait à l'espace non protégé sur la

période précédente. Sur cette période, un mur vertical a été érigé au-devant du remblai, portant ainsi la part du linéaire artificiel à 35 % en 2001 (27 % en 1993) (Figure 70 D). Toutes les portions de côtes déjà rigidifiées en 1993 ont été stables sur la période (le NSM est égal à 0 sur ces transects). Sur cette période, on observe aussi l'existence d'un pic d'érosion sur la portion naturelle de la côte océanique attribuable, selon l'analyse qualitative des images aériennes anciennes, à un défrichement d'origine anthropique (transects 74 à 78, Figure 72 H). Le recul du trait de côte atteint ici -7,78 m (Tableau 13). Enfin, **entre 2001 et 2015**, la ligne de stabilité a été essentiellement stable (NSM moyen de - 0,84 m ; 79 % des transects stables, Tableau 13). Cependant, la ligne de stabilité a progradé sur 12 transects (transects 21 à 33) (Figure 72 I) le long desquels le platier récifal océanique a été remblayé. Au-devant de ce remblai, un mur vertical a été érigé, portant la part du linéaire artificiel à 46 % de la longueur totale du trait de côte océanique en 2015 (35 % en 2001). L'analyse d'image permet de détecter deux zones de recul de la ligne de stabilité : une première qui s'étend des transects 84 à 94 - sans pour autant qu'elle soit attribuable à un facteur en particulier - et une seconde zone située à l'extrémité est-sud-est de l'île (transects 139 à 140) - l'importante mobilité des extrémités insulaires en est certainement la cause (Figure 72 I).

2.2.2. Modalités d'évolution des côtes lagunaires

Sur **les côtes lagunaires**, la dynamique de la ligne de stabilité suit le même modèle que sur les côtes océaniques, avec (1) une progradation systématique de l'indicateur où des remblais ont été réalisés et (2) une artificialisation croissante des côtes sur les différentes périodes d'études. La spécificité principale des côtes lagunaires, qui se distinguent du modèle des côtes océaniques, réside dans (1) l'importante dispersion spatiale des aménagements et (2) dans la multiplicité des remblais (notamment ceux de petite taille, comme à Takaroa ou à Manihi). Sur les côtes lagunaires, ce constat est lié au fait qu'une majorité de ces aménagements sont d'initiatives privées et non mis en œuvre par les acteurs publics (commune, pays...).

Alors que la côte océanique de **l'île village de Ahe** est restée naturelle sur l'ensemble de la période d'étude, **la côte lagunaire** a été progressivement artificialisée. **Entre 1961 et 1981**, la ligne de stabilité a significativement progradé sur la côte lagunaire, notamment entre les transects 28 et 35 (Figure 73 A), où un remblai a été réalisé (quai principal de l'île ; progradation max. de +48,67 m ; Tableau 13). Sur les côtes naturelles, la ligne de stabilité lagunaire a été essentiellement stable (71 % des transects). Sur cette période, la part du linéaire lagunaire artificialisé est passée de 12 à 36 % (Figure 70 D). **En 1981**, la ligne de stabilité était essentiellement fixée par des enrochements (transects 28 à 30 et 32 à 35) et par le quai principal du village (transect 31) (Figure 73 A). **Sur la période suivante** (1981-1993), la ligne de stabilité s'est maintenue en position (NSM moyen de +1,83 m). Cependant, cet état de stabilité masque une forte variabilité spatiale de la réponse du trait de côte. Cette variabilité intra-façade (lagunaire) est notamment liée à la réalisation de deux remblais, qui ont non seulement conduit à une progradation localisée du trait de côte, mais aussi à son artificialisation (Figure 73 B). Deux remblais ont été détectés sur cette période : un premier (transects 8 à 10), où la côte a avancé d'une vingtaine de mètres et au-devant duquel un enrochement réalisé et un second, qui

correspond à l'extension de la zone portuaire préexistante (transects 28 à 33). Ce remblai a engendré une progradation du trait de côte allant jusqu'à 36,30 m (Tableau 13, Figure 73 C) au-devant de la zone portuaire et une extension des murs de protections (transect 27, Figure 73 C). Ensemble, enrochements et murs verticaux portent la part du trait de côte rigidifiée à 32 % en 1993 (Figure 70 A). Sur la **dernière période d'étude** (1993-2015), la ligne de stabilité est marquée par une avancée moyenne de +11,76 m (41 % des transects, tableau 1). Entre 1993 et 2015, trois zones de remblaiement ont été détectées (Figure 73 C, transects 0 à 10, 12 à 14 et 27 à 37). Collectivement, elles participent significativement à la progression de la ligne de stabilité vers le lagon (Figure 73 C), puisque cette dernière a localement connu une progradation de +87,20 m (Tableau 13). Deux de ces trois zones de remblaiement (Figure 73 C, transects 0 à 10 et 12 à 14) sont d'initiatives privées (c'est-à-dire au-devant de parcelles privées) et sont protégées par des murs verticaux. Le troisième remblai correspond à la dernière phase d'agrandissement de la zone portuaire de l'île village (Figure 73 C, transects 27 à 37). Sur cette période, la part du linéaire côtier fixé est passée de 32 % à 57 %, Figure 70 A et D ; Figure 73 C).

À **Takaroa**, la côte lagonaire de l'île village, intégralement naturelle en 1969, est ponctuée d'une multiplicité de portions rigidifiées en 2013 (Figure 73 D à F). **Entre 1969 et 1981**, la ligne de stabilité a reculé sur de larges portions de côtes (74 % des transects, Tableau 13) homogènement distribuées le long de la côte lagonaire (Figure 73 D). Sur cette période, la ligne de stabilité a reculé en moyenne de -8,41 m (Tableau 13) et jusqu'à -39,29 m localement (transect 1, Figure 73 D). Aucune intervention anthropique n'a été détectée sur cette période, à l'exception d'un enrochement présent en 1981 (transect 32, Figure 73 D), portant la part du linéaire fixé à 5 % (Figure 70 B et D). La ligne de stabilité n'a progradé sur aucun transect.

La première grande phase de remblaiement de la côte lagonaire intervient sur **la période suivante** (1981-1995). La multiplication de remblais de taille modérée (collectivement ces 8 remblais atteignent une surface de 1750 m², dont un remblai de 1350 m². Les 7 autres remblais ont des surfaces comprises entre 10 et 400 m²) distribués le long de la côte lagonaire a entraîné une progradation artificielle du trait de côte (Figure 73 E, transects 2 à 14, 22 et 26 à 33) atteignant 18,15 m au maximum (Figure 73 E, transect 7 ; Tableau 13). La protection de ces remblais par des murs verticaux (Figure 73 E, transects 1 à 7, 19-20, 25 à 32 et 35 à 38) ou des enrochements (transects 10, 12 à 14 et 21) a entraîné une artificialisation du trait de côte à hauteur de 60 % de sa longueur totale (Figure 70 B et D).

Parallèlement, partout où la ligne de stabilité n'a pas été fixée par un ouvrage de défense, cette dernière a reculé (transects 15, 18, 22 à 24, 33 à 34 et 39) (jusqu'à -8,61 m ; Tableau 13). Une part toutefois significative des transects s'est maintenue en position (40 %, Tableau 13).

Enfin, la dernière phase de remblaiement de la côte lagonaire intervient **entre 1995 et 2013**. Sur cette période, la ligne de stabilité a progradé sur 44 % des transects alors que 56 % sont restées stables (Tableau 13). Cependant, les fortes valeurs de progradation attribuables au remblaiement du platier récifal (un nombre significatif de transects ont des valeurs supérieures à +10 m, Figure 73 F) portent la valeur moyenne d'évolution de la ligne de stabilité à +6,75 m sur

la période (Tableau 13). En 2013, 87 % de la longueur de cette côte était artificialisée (murs verticaux, enrochements et quais ; Figure 73 F).

La côte lagonaire du village de Paeua (Manihi) constitue non seulement un exemple caractéristique des modalités d'aménagements que l'on rencontre sur les îles les plus urbanisées des atolls de l'archipel des Tuamotu, mais aussi un exemple parlant de la contribution des remblais à la progradation de la ligne de stabilité d'une part, et à sa rigidification progressive d'autre part.

Entre 1981 et 1993, le trait de côte lagonaire a été stable sur une majorité des transects (57 %, tableau 1), notamment sur les portions de côtes artificialisées (29 % du linéaire côtier en 1981 – Figure 70 C et D – notamment par des quais – Figure 73 G, transects 0 à 23 et 31 à 39). Sur cette période, seuls 30 % des transects ont progradé, mais la valeur moyenne d'évolution atteint +14,95 m. Collectivement, ces résultats traduisent de fortes valeurs localisées de progradation (Tableau 13) attribuable à des activités de remblaiement. Par exemple, le remblaiement de la zone marécageuse de la côte lagonaire de l'île (Figure 73 G, transects 40 à 74) a entraîné une progradation significative de la ligne de stabilité (jusqu'à 106,21 m ; Figure 73 G, transect 65, Tableau 13). Réalisé dans la continuité du quai préexistant, ce remblai a également participé à accroître la part du linéaire côtier lagonaire fixé (de 29 à 49 % sur la période, Figure 70 C et D). De plus, cette période illustre bien les disparités existantes entre les aménagements (ici, le remblai) publics et privés. Par exemple, un remblai a été réalisé par un particulier entre les transects 93 et 95, mais ce dernier n'a entraîné qu'une progradation limitée de la ligne de stabilité (inférieure à +7 m) (Figure 73 G).

Sur **la période suivante** (1993-2001), la ligne de stabilité lagonaire évoluée en moyenne de +13,07 m (Tableau 13). Trois zones de remblaiement ont contribué à la progradation de la ligne de stabilité. Une première, dans la zone du village (transects 34 à 47), a permis une avancée de plus de 90 m de la côte lagonaire (Figure 73 H et Tableau 13), une seconde dans la continuité du quai (vers l'est, transects 73 à 80) et une troisième entre les transects 89 et 98 (Figure 73 H). Ces deux derniers remblais sont moins étendus, mais participent significativement à la progradation de la ligne de stabilité (respectivement plus de 40 m et plus de 60 m). Sur cette période, la ligne de stabilité s'est maintenue en position partout où elle était fixée en 1993 (49 % du linéaire côtier fixé à cette date), expliquant pour partie la part importante des transects stables (72 %, Tableau 13) (Figure 73 H). En l'absence d'évènement météo-marins de forte intensité et d'intervention anthropique (défrichement), la ligne de stabilité *naturelle* est restée stable (extrémité est de l'île-village ; Figure 73 H). Enfin, **entre 2001 et 2015**, de nombreux remblais ont été réalisés sur le platier récifal lagonaire au-devant de propriétés privées. Ces derniers, implantés entre les transects 73 et 119 (Figure 73 I), ont également favorisé une progradation de la ligne de stabilité, jusqu'à distance maximale de 75,08 m (Tableau 13). Comme sur les périodes précédentes, les portions de côtes déjà fixées en 2001 ont été stables sur la période (Figure 73 I, transects 1 à 30 et 45 à 73).

Période	Ligne de stabilité Exposition	Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM mini. (m)	NSM max. (m)	Transects en accrétion		Transects stables		Transects en érosion	
						Nb	%	Nb	%	Nb	%
Ahe – Village de Tenukupara											
1961-1981	Océan	50	-1,98	-8,98	2,32	0	0,00	37	74,00	13	26,00
	Lagon	52	3,07	-11,14	48,67	13	25,00	37	71,15	2	3,85
1981-1993	Océan	50	-1,65	-19,38	15,35	19	38,00	15	30,00	16	32,00
	Lagon	52	1,83	-7,16	36,38	8	15,38	36	69,23	8	15,38
1993-2015	Océan	50	0,06	-7,59	11,82	11	22,00	25	50,00	14	28,00
	Lagon	51	11,76	-0,98	87,20	21	41,18	30	58,82	0	0,00
Takaroa – Village de Teavaroa											
1969-1981	Océan	67	0,29	-3,67	8,67	3	4,48	64	95,52	0	0,00
	Lagon	43	-8,41	-39,29	1,78	0	0,00	11	25,58	32	74,42
1981-1995	Océan	67	5,58	-2,62	17,82	35	52,24	32	47,76	0	0,00
	Lagon	43	2,95	-8,61	18,15	19	44,19	17	39,53	7	16,28
1995-2013	Océan	67	29,77	0,27	80,74	44	65,67	23	34,33	0	0,00
	Lagon	43	6,75	-3,88	33,35	19	44,19	24	55,81	0	0,00
Manihi – Village de Paeua											
1981-1993	Océan	142	7,31	-5,06	20,10	108	76,06	33	23,24	1	0,70
	Lagon	121	14,95	-10,60	106,21	36	29,75	69	57,02	16	13,22
1993-2001	Océan	141	0,19	-7,78	10,93	14	9,93	124	87,94	3	2,13
	Lagon	120	13,07	-8,48	94,07	32	26,67	87	72,50	1	0,83
2001-2015	Océan	141	-0,84	-10,96	11,21	12	8,51	111	78,72	18	12,77
	Lagon	120	6,86	0,00	75,08	34	28,33	86	71,67	0	0,00

Tableau 13 – Évolution de la ligne de stabilité des faces océaniques et lagunaires des îles-villages des atolls de Ahe, Takaroa et Manihi sur les différentes périodes d'étude.

Conclusions partielles

Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les îles-villages

Nous l'avons vu, que ce soit **sur les côtes océaniques ou lagunaires** des îles-villages étudiées, les remblais ont non seulement (1) participé à la progradation de la ligne de stabilité, mais ils ont également (2) entraîné - parce qu'ils sont presque systématiquement stabilisés et protégés par des ouvrages - une rigidification graduelle des côtes.

Bien que ces modalités d'aménagement semblent se rencontrer aussi bien sur les côtes océaniques que lagunaires, on note tout de même une forte dispersion des remblais et des ouvrages sur les côtes lagunaires, tandis qu'ils ont une répartition plus homogène sur les côtes océaniques. De plus, ces interventions anthropiques ponctuelles et localisées impliquent une forte variabilité spatio-temporelle du comportement de la ligne de stabilité.



Figure 72 – Comportement de la ligne de stabilité des faces océaniques des îles-villages des atolls de Ahe (A, B et C), Takaroa (D, E et F) et Manihi (G, H et I) à différentes échelles temporelles. Pour chaque période d'étude, la nature de la ligne de stabilité (caractère fixé/naturel) a été renseignée pour les transects utilisés dans l'effort de détection de l'évolution de la position du trait de côte.

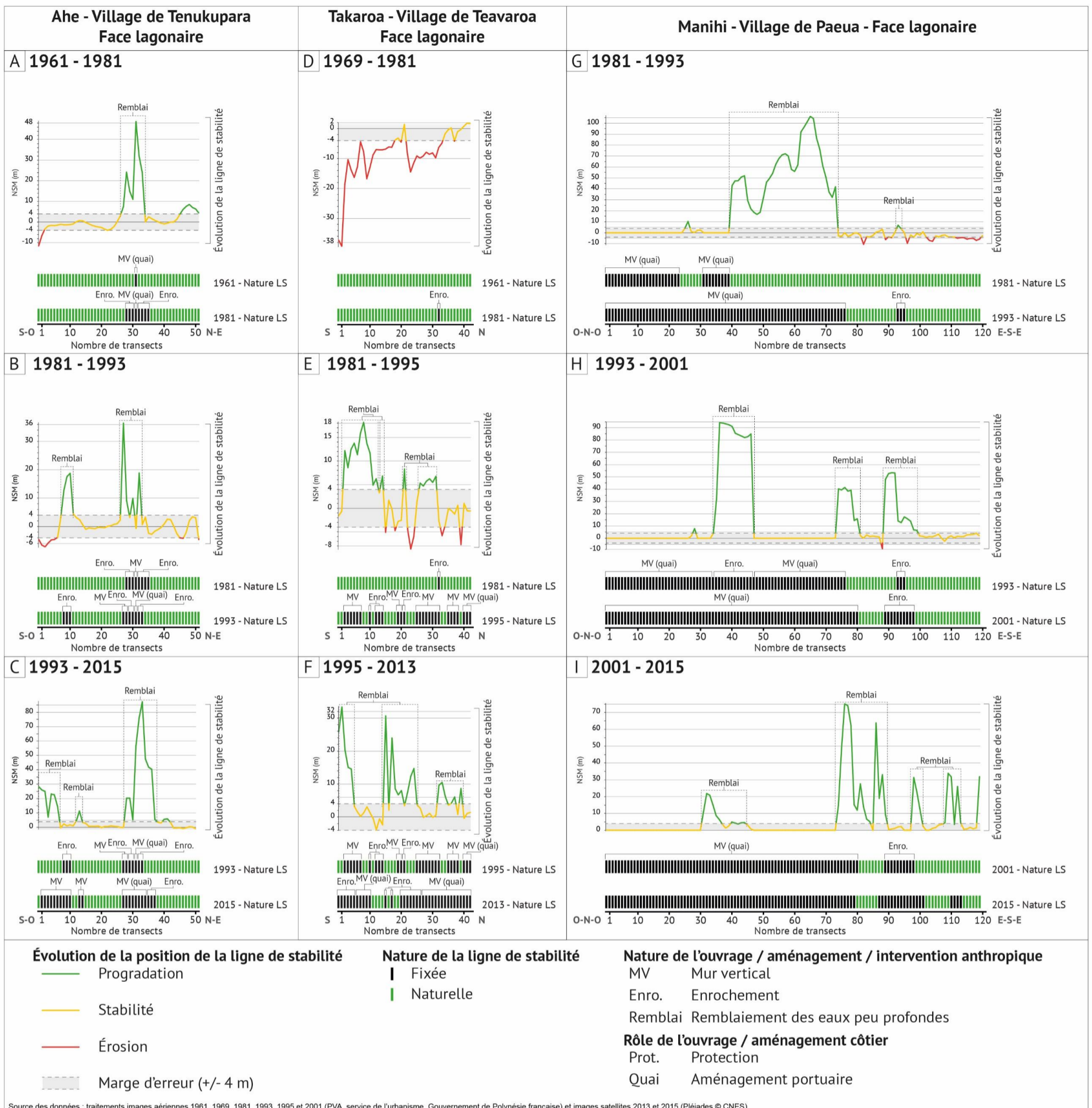


Figure 73 – Comportement de la ligne de stabilité des faces lagonaire des îles-villages des atolls de Ahe (A, B et C), Takaroa (D, E et F) et Manihi (G, H et I) à différentes échelles temporelles. Pour chaque période d'étude, la nature de la ligne de stabilité (caractère fixé/naturel) a été renseignée pour les transects utilisés dans l'effort de détection de l'évolution de la position du trait de côte.

Chapitre 9 | Évolution des systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint- Martin et de Saint-Barthélemy entre 1947 et 2017

Ce chapitre présente les résultats issus de l'effort de détection conduit sur trente-quatre plages des îles caribéennes de Saint-Martin (22) et de Saint-Barthélemy (12) entre 1947 et 2017. Ce premier chapitre de résultats sur la zone caribéenne présente d'abord l'évolution de la position du trait de côte à l'échelle pluridécennale sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy en s'appuyant sur les évolutions brutes, puis interroge, grâce aux évolutions standardisées décennales, la variabilité inter-îles et inter-périodes de la direction et des rythmes de changements de position de la ligne de stabilité. Dans un second temps, l'influence du facteur anthropique et les modalités d'aménagement sont évaluées, en mettant un accent particulier sur l'évolution de la largeur de la zone végétalisée non bâtie et sur l'évaluation de l'artificialisation des côtes sur une période de 70 années.

1. Évolution de la position du trait de côte

Pour rappel, la période d'étude globale pour les deux îles s'étend de février 1947 à février 2017 (70 ans). Sur cette période, 34 plages réparties sur les deux îles ont été étudiées. À Saint-Martin, 22 plages de la partie française de l'île (ouest, nord, nord-est et est) ont fait l'objet d'une attention particulière. Ici, l'étude se limite à la partie française de l'île puisqu'il n'y a que sur cette zone que les images aériennes anciennes (notamment pour l'année 1999, dont l'emprise est la plus restreinte) ont une couverture spatiale commune à toutes les dates (1947, 1999 et 2017). À Saint-Barthélemy, 12 plages réparties sur les côtes ouest, nord, nord-est, sud-est et sud ont été traitées sur cette même période. Les plages situées sur la côte sud-ouest – entre la Grande Pointe au sud et l'Anse Gros Jean à l'ouest – n'ont pas été traitées.

Les images aériennes anciennes disponibles nous permettent de subdiviser cette période d'étude globale (1947-2017) en deux sous-périodes. La première s'étend de février 1947 à janvier 1999 (52 années) et la seconde de janvier 1999 à février 2017 (18 années). La première période a l'avantage de couvrir une longue étendue temporelle et permet de capturer des tendances de long terme (ici, à l'échelle pluridécennale). Elle présente néanmoins des limites, puisqu'une période aussi longue lisse les dynamiques côtières ; par exemple, la résolution temporelle ne permet pas de capturer les impacts d'événements météo-marins (par exemple, un cyclone). Aussi, les amplitudes temporelles de la première (1947-1999) et de la seconde période d'étude (1999-2017) présentent de telles différences qu'il n'est pas possible d'en comparer les évolutions brutes globales (c.-à-d., sur la totalité des périodes d'études) ; pour pallier cette limite, nous avons standardisé les évolutions brutes globales sur une période décennale.

Entre février 1947 et février 2017, les îles du nord ont été touchées par trois cyclones tropicaux majeurs (tous de catégorie 4). Lors de la première période d'étude (février 1947 - janvier 1999), deux cyclones ont touché les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy : le cyclone Dona en septembre 1960 et le cyclone Luis en septembre 1995. Sur la seconde période d'étude (janvier 1999 – février 2017), seul le cyclone Lenny (novembre 1999) a touché les îles du nord.

Nous rappelons également ici que le comportement du pied de plage n'a pas été détecté entre 1947 et 2017. La qualité des photographies aériennes anciennes (surexposition) et le contexte hydrodynamique (fortes houles et panaches sédimentaires en suspension dans la zone de déferlement) n'ont pas permis d'identifier avec certitude la position de cet indicateur. Aussi, la couverture commune de cet indicateur à deux dates successives ne concernant qu'un nombre très limité de sites – lesquels étaient différents d'une période à l'autre – nous avons préféré conduire une étude mono-indicateur de la position du trait de côte, tout en étant bien conscient que cela ne permet pas d'apprécier toutes les évolutions des systèmes sédimentaires côtiers (par exemple, évolution de la largeur des plages) sur le temps long.

Cette section présente d'abord les évolutions brutes de la position de la ligne de stabilité sur chacune des îles sur le temps long et interroge ensuite la variabilité inter-îles et inter-périodes en s'appuyant sur les évolutions moyennes décennales.

1.1. Évolution de la ligne de stabilité sur le temps long

1.1.1. Les évolutions de long terme marquées par une forte variabilité spatiale à l'échelle de Saint-Martin (1947-2017)

Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe III - Tableau 1).

À **Saint-Martin**, le comportement de la ligne de stabilité (LS) a été détecté sur 21 sites entre février 1947 et février 2017. Les évolutions moyennes par plage (NSM moyen) montrent qu'à l'échelle de ces 70 années l'indicateur (LS) **a progradé** (évolution moyenne $>+3$ m) sur 9 plages (Cul-de-Sac, Baie Longue, Plum Bay, Baie aux Cayes, Petite Baie, Anse des Sables, Marigot, Anse des Pères, Bell Hill Beach) (42,86 % des plages) et **a reculé** (évolution moyenne <-3 m) sur 8 plages (Baie de Petites Cayes, Grandes Cayes, Baie Orientale Nord, Centre et Sud, Baie de l'Embouchure, Friar's Bay, Grande Case, Anse Marcel) (38,10 %). Dans une moindre mesure, le trait de côte (LS) **s'est maintenu en position** sur 4 sites (Baie Rouge, Baie Nettlé, Baie de La Potence, Anse Heureuse) (19,04 %) (Figure 74).

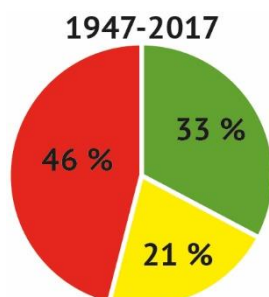
À **l'échelle de l'île**, les valeurs d'évolution moyennes de la ligne de stabilité sont très dispersées, puisqu'elles s'étendent de -47,31 m sur le site de Baie Orientale centre et sud à + 100,57 m sur le site de Cul-de-Sac (Figure 74). Les valeurs extrêmes d'évolution de la position du trait de côte ont été détectées dans l'est. Sur la période, l'indicateur a reculé au maximum de - 159,19 m à l'extrémité sud du site de Baie Orientale centre et sud (sur ce site, la ligne de stabilité a reculé de plus 100 m sur 22 transects) et a avancé au maximum de +147,19 m sur la plage voisine du site de Cul-de-Sac (Figure 74). Toutefois, le trait de côte (LS, NSM moyen) des sites situés dans **l'ouest et le nord** de l'île a principalement progradé (100 % des sites de l'ouest et 45,46 % au nord) alors qu'il a majoritairement reculé sur les sites du **nord-est et de l'est** de l'île (66,67 % et 80 % des sites, respectivement). Les 4 sites sur lesquels la ligne de stabilité a été stable (NSM moyen) sur la période d'étude sont tous situés dans le nord de l'île (Figure 74).

Cependant, les évolutions moyennes par plage masquent une **tendance au recul de la ligne de stabilité que révèlent les résultats par transects**. Ainsi, entre 1947 et 2017, le recul du trait de côte domine les évolutions et a été détecté sur 46 % des transects à l'échelle de l'île. Dans le

même temps, le trait de côte a progradé sur un tiers des transects (33 %) et s'est maintenu en position sur 21 %. **Sur les 9 sites sur lesquels la ligne de stabilité a avancé** (NSM moyen), la part des transects en progradation est majoritaire et confirme la tendance générale sur ces sites. Elle est comprise entre 49,21 % (Marigot) et 100 % (Bell Hill Beach, Cul-de-Sac) et est supérieure à 70 % sur 8 sites, dont 4 sur lesquels elle dépasse les 97 % (Figure 74). À l'inverse, sur ces 9 sites – exception faite d'un site où elle atteint 38,89 % (Marigot) – la part des transects en recul est insignifiante, puisqu'elle est égale à 0 % sur 6 sites et ne dépasse pas 0,83 % sur les deux autres plages. Suivant cette même logique, la part des transects sur lesquels les évolutions sont inférieures à -3 m (recul) est majoritaire **sur les 8 sites où la ligne de stabilité a reculé** (NSM moyen) entre 1947 et 2017. Elle y est comprise entre 49,73 % et 100 % et supérieure à 70 % sur 6 sites.

Synthèse

Entre **1947 et 2017** et à l'échelle de l'île de Saint-Martin (1788 transects), le recul de la position de la ligne de stabilité domine la direction des changements et a été détecté sur **46 %** des transects (en rouge). Sur cette même période, la ligne de stabilité a secondairement progradé (**33 %** ; en vert) et s'est, dans une moindre mesure, maintenue en position (**21 %**, en jaune).



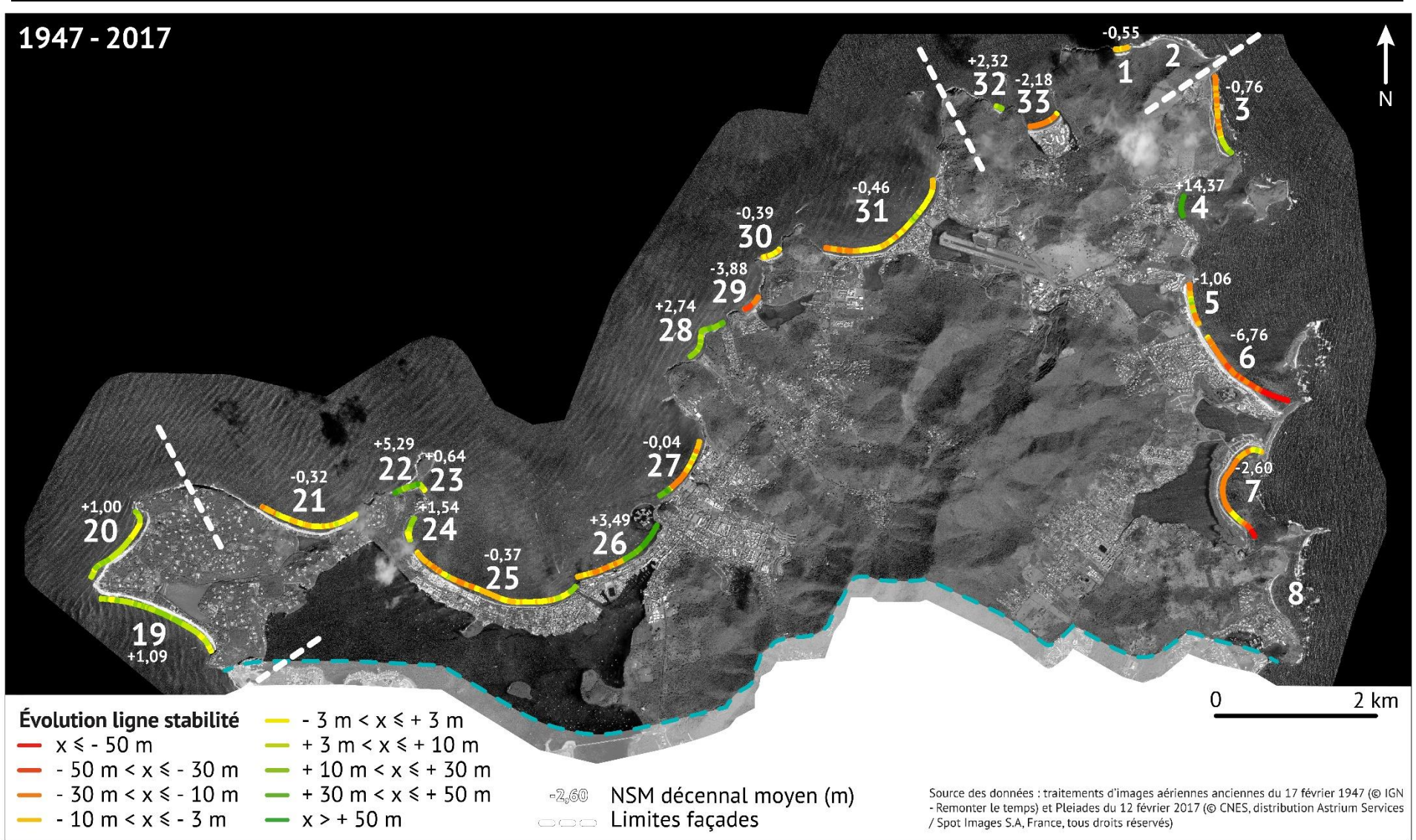


Figure 74 – Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les plaques de la partie française de Saint-Martin entre 1947 et 2017.

Conclusion partielle

Évolution de la position du trait de côte sur l'île de Saint-Martin entre 1947 et 2017

- **1947-2017** : Sur le temps long, la ligne de stabilité est caractérisée par un recul en position détecté sur 46 % des transects. Les valeurs moyennes d'évolution par plage sont très dispersées à l'échelle de l'île (comprises entre -47 m à Baie Orientale centre et sud et +100 m à Cul-de-Sac). La ligne de stabilité a progradé et reculé sur 43 % et 38 % des plages respectivement. Le trait de côte des sites du nord et de l'ouest de l'île a principalement progradé tandis qu'il a reculé dans le nord-est et l'est.

1.1.2. Un recul généralisé de la ligne de stabilité sur le temps long à Saint-Barthélemy (1947-2017)

Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe III - Tableau 1).

Sur l'île de Saint-Barthélemy, le comportement de la ligne de stabilité (LS) a été détecté sur 12 plages entre février 1947 et février 2017. Sur cette période, le trait de côte a essentiellement reculé (LS, NSM moyen < -3 m), puisque cette situation se rencontre sur 9 des 12 sites étudiés (75 %, Flamands, Cayes, Lorient, Grand et Petit Cul-de-Sac, Toiny, Grand Fond, Grande Saline et Gouverneur). La ligne de stabilité s'est maintenue en position (NSM moyen) sur 3 sites (25 %) (Colombier, Saint-Jean et Marigot) (Figure 75). Il est important de préciser ici que, sur cette période de 70 années, aucun site n'est caractérisé par une progradation moyenne de la ligne de stabilité.

À l'échelle de l'île, les valeurs moyennes d'évolution de la position de la ligne de stabilité ne sont que peu dispersées, dans la mesure où aucune n'est supérieure à + 3 m ; elles sont comprises entre -1,50 m (Marigot) et -18,74 m (Grande Saline) et 7 sites présentent des valeurs d'évolution moyennes comprises entre -5 m et -10 m (Flamands, Cayes, Lorient, Grand et Petit Cul-de-Sac, Toiny et Grand Fond). Les valeurs extrêmes d'évolution de la ligne de stabilité ont été détectées dans le nord-est de l'île, sur le site de Grand Cul-de-Sac, où le trait de côte (LS) a reculé de - 67,18 m et dans le sud, sur le site de Grande Saline, où le trait de côte a progradé de +19,31 m.

Sur les 9 sites où le trait de côte a reculé sur cette période de 70 années (NSM moyen < -3 m sur la période), la détection de l'évolution de la position de la ligne de stabilité indique que **le recul a été la direction première des changements** sur ces sites. Sur ces sites, la part des transects en recul est comprise entre 59 % (Gouverneur) et 97,30 % (Petit Cul-de-Sac) et est supérieure à 70 % sur 7 de ces 9 sites (Figure 75). Les résultats révèlent également que la ligne de stabilité a été **secondairement stable** sur ces sites en érosion (entre 4,60 % et 40,62 % des transects à Lorient et Gouverneur, respectivement)

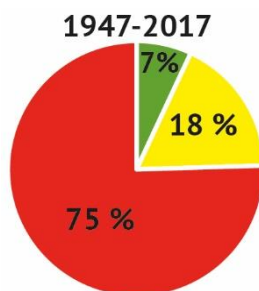
À l'échelle intra-site, le comportement du trait de côte est plus contrasté sur les 3 plages en situation de stabilité moyenne. Par exemple, sur la plage de Colombier, les transects ont été, à parts égales, stables ou en recul (40 % pour chacune des directions) et, dans une moindre mesure, en accrétion (20 %). Sur la plage de Marigot, le trait de côte a principalement été stable et a secondairement reculé (50 % et 39 % des transects sur ce site, respectivement). Enfin, sur la plage

de Saint-Jean, la majorité des transects a reculé (55 %) et secondairement progradé (33 %) ; dans une moindre mesure, ils se sont maintenus en position (12 %).

Bien qu'aucun site de l'île ne soit dans une situation de progradation moyenne à l'échelle des 70 années de la période d'étude, des valeurs supérieures à + 3 m ont été détectés sur certains transects ; leur nombre est toutefois limité. **Sur l'ensemble des sites**, la part des transects en progradation est comprise entre 1,15 % (Lorient) et 32,76 % (Saint-Jean). À l'échelle de l'île (563 transects), la progradation de la ligne de stabilité est largement minoritaire, puisqu'elle ne concerne que 6,94 % des transects (39) (le trait de côte a reculé et a été stable sur 75,49 % et 17,58 % des transects, respectivement).

Synthèse

Entre **1947 et 2017** et à l'échelle de l'île de Saint-Barthélemy (563 transects), le recul de la position de la ligne de stabilité domine la direction des changements et a été détecté à sur **75 %** des transects (en rouge). Sur cette période, la ligne de stabilité a secondairement été stable (**18 %** ; en jaune) et a, dans une moindre mesure, progradé (**7 %** ; en vert).



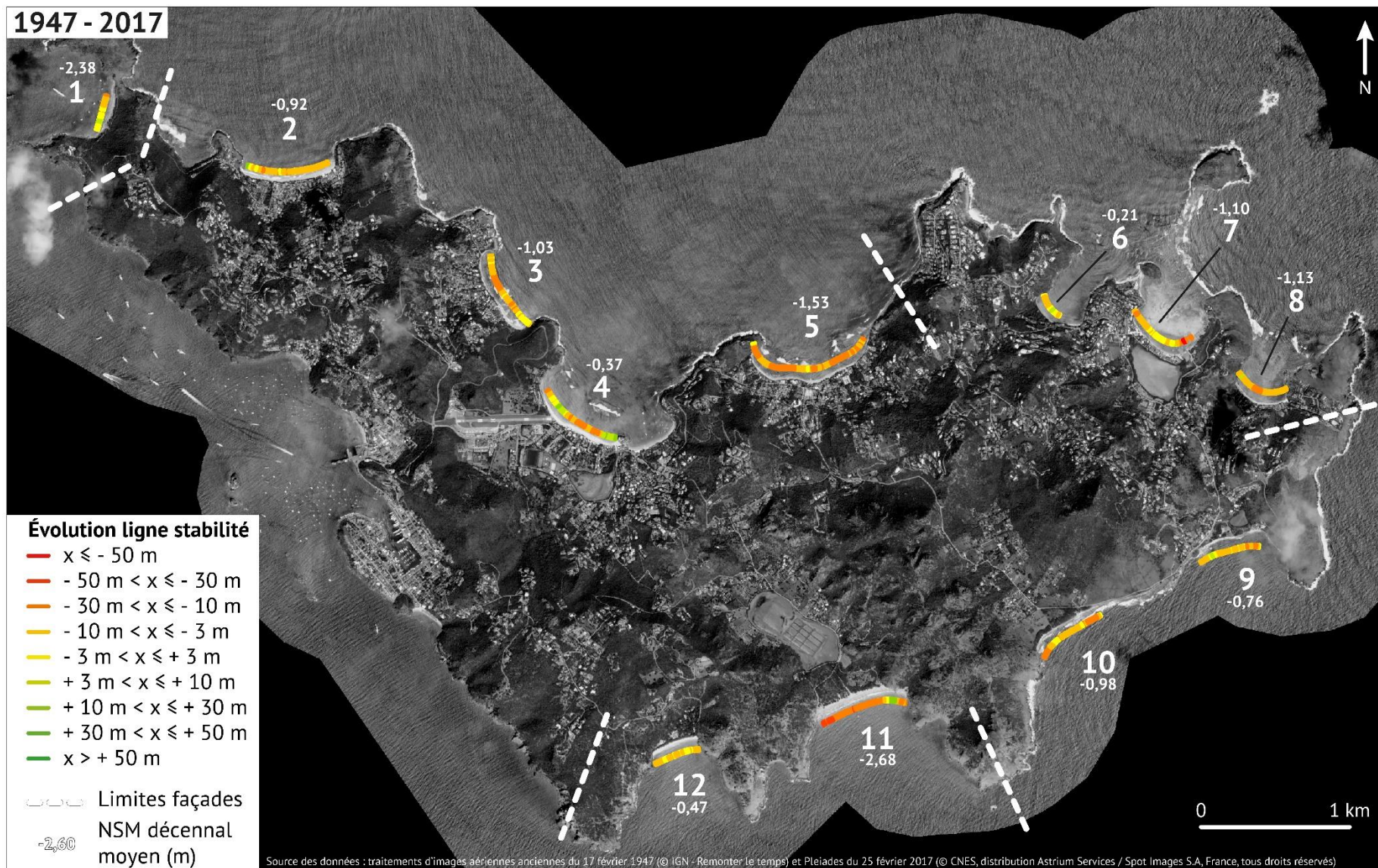


Figure 75 – Évolution brute et moyenne décennale de la position de la ligne de stabilité sur les plages de Saint-Barthélemy entre 1947 et 2017.

Conclusion partielle

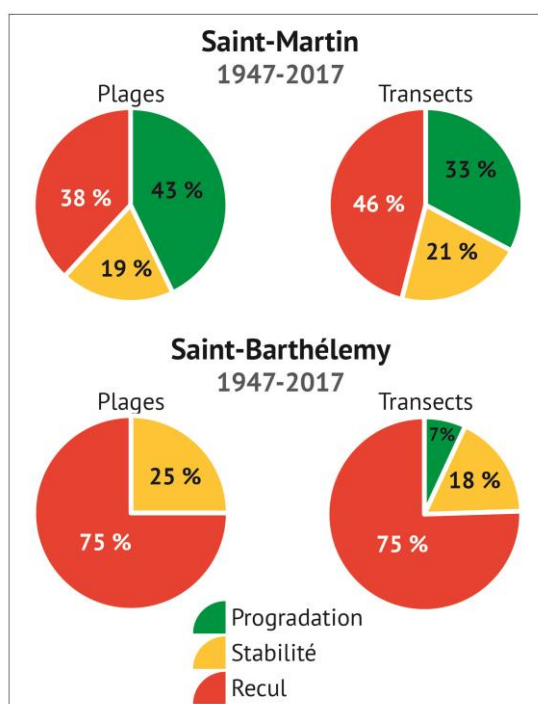
Évolution de la position du trait de côte sur l'île de Saint-Barthélemy entre 1947 et 2017

- **1947-2017** : Sur le temps long, la ligne de stabilité est caractérisée par un recul de position détectée sur 75 % des transects. Les valeurs moyennes d'évolution par plage ne sont que peu dispersées et sont comprises entre -1,50 m et -18,74 m. La ligne de stabilité a reculé et est restée stable sur 75 % et 25 % des plages respectivement. Le trait de côte n'a progradé (NSM moyen) sur aucun site de l'île. Parce que le trait de côte a essentiellement reculé sur cette période, les effets de façades sont inexistants à l'échelle de l'île et le comportement de l'indicateur est relativement homogène à l'échelle intra-site.

Conclusion

Un recul de la position du trait de côte à l'échelle des dernières décennies

Sur le temps long (1947-2017), la ligne de stabilité a principalement reculé sur les deux îles (recul détecté sur 46 % et sur 75 % des transects à Saint-Martin et Saint-Barthélemy, respectivement). Elle a secondairement progradé à Saint-Martin (33 % des transects), alors qu'elle s'est maintenue en position à Saint-Barthélemy (18 %).



Des effets de façades plus marqués à Saint-Martin qu'à Saint-Barthélemy

Sur le temps long (1947-2017), les effets de façades sont davantage marqués à **Saint-Martin**, où le trait de côte a essentiellement progradé à l'ouest et au nord alors qu'il a reculé au nord-est et à l'est de l'île, qu'à **Saint-Barthélemy**, où le trait de côte a reculé partout (nord, nord-est, sud-est, sud) à l'exception d'un site dans l'ouest de l'île.

1.2. Évolution de la position de la ligne de stabilité à l'échelle décennale

Sur des territoires où aucune donnée historique de suivi in situ n'a été produite à l'échelle pluridécennale – comme c'est presque systématiquement le cas dans les petites îles tropicales – détecter le comportement de la position du trait de côte à partir de photographies aériennes anciennes et d'images satellites offre une opportunité unique de comprendre les dynamiques planimétriques passées des systèmes sédimentaires côtiers. La profondeur et le séquençage temporel sont néanmoins contraints par la disponibilité des dites images, notamment pour les dates les plus anciennes. Cette contrainte implique une limite majeure à l'effort de détection et d'attribution de l'évolution du trait de côte dans la mesure où – au-delà des différences de couvertures spatiales d'une année à l'autre – il est fréquent que (1) les temporalités d'étude soient différentes d'une île à l'autre et (2) que les sous-périodes d'étude présentent des étendues temporelles variables d'une période à l'autre. Par exemple, à Saint-Martin et Saint-Barthélemy – bien que le premier point n'ait pas d'incidence ici dans la mesure où la période d'étude globale est identique sur les deux îles (1947-2017) – les deux sous-périodes d'études ont des durées très disparates. La première (1947-1999) reflète cinq décennies d'évolutions planimétriques tandis que la seconde (1999-2017) ne couvre que 18 années. Pour pallier cette limite et permettre la comparabilité des changements détectés aux échelles inter-îles et interpériodes, nous avons généré pour chaque plage, en complément des évolutions moyennes brutes – qui sont indispensables pour identifier les tendances de long terme (1947-2017) – les évolutions moyennes décennales pour chacune des périodes d'étude (1947-1999 ; 1999-2017). Ces évolutions décennales renseignent utilement les rythmes de changement de position du trait de côte.

Cette section n'a pas pour objectif de rendre compte des évolutions aux échelles intra-île et inter-îles sur la période globale (1947-2017) puisque cela a été présenté précédemment. Les évolutions moyennes décennales nous permettront de présenter synthétiquement les rythmes d'évolution sur les périodes 1947-1999 et 1999-2017 afin de vérifier si, aux échelles interpériodes et inter-îles, les évolutions se sont faites à des rythmes comparables et dans des directions identiques ou non.

Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe III - Tableau 2).

1.2.1. De la difficulté d'identifier des modèles d'évolution inter-îles : des directions et des rythmes différents entre Saint-Martin et Saint-Barthélemy entre 1947 et 1999

Sur la période 1947-1999, les évolutions moyennes décennales indiquent que le comportement de la ligne de stabilité est fondamentalement différent entre les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. D'abord, ces spécificités s'expriment à l'échelle des îles, où la direction des évolutions décennales varie fortement. **Sur l'île de Saint-Martin**, 57 % des plages montrent une stabilité de leur trait de côte à l'échelle décennale, tandis qu'une progradation a été détectée sur 24 % des sites et que le recul de l'indicateur concerne 19 % des plages étudiées (Figure 76 A). **À Saint-Barthélemy**, la direction des évolutions décennales est plus homogène sur la période 1947-1999, puisque le trait de côte a été stable et en recul sur 92 % et 8 % des plages,

respectivement (Figure 76 B, Figure 77 A). Toujours à l'échelle des îles, les rythmes d'évolution décennale sont opposés – bien qu'ils traduisent une stabilité – puisqu'ils atteignent +0,71 m et - 1,67 m par décennies à Saint-Martin et Saint-Barthélemy, respectivement (Figure 76 A et B, Figure 77 A). Ensuite, ces particularités, parce qu'elles découlent des tendances à l'échelle insulaire, s'expriment à **l'échelle inter-façades**. À Saint-Martin, le comportement du trait de côte à l'échelle décennale montre une hétérogénéité certaine selon l'exposition dominante des côtes. Alors que la totalité des sites de l'ouest de l'île sont dans une situation de stabilité, les évolutions détectées sur les côtes nord, nord-est et est sont contrastées, tant à l'échelle inter-façades qu'à l'échelle intra-façade. Les premiers (contrastes inter-façades) se traduisent par une stabilité dominante au nord et au nord-est (avec respectivement 64 % et 67 % des sites où le trait de côte est stable à l'échelle décennale) tandis que le trait de côte de la majorité (60 %) des plages de l'est recule. Les seconds (échelle intra-façade) concernent surtout les sites des côtes nord et est de l'île de Saint-Martin. **Au nord**, la stabilité du trait de côte a été détectée sur 64 % des plages (7) alors que 27 % montrent une progradation à l'échelle décennale (3 sites où les évolutions décennales moyennes sont comprises entre +3,09 m et +6,49 m par décennie) et que 9 % sont en recul (1 site ; évolution décennale moyenne de - 5,15 m) (Figure 76 A, Figure 77 A). **À l'est**, le recul de la ligne de stabilité domine les tendances décennales (60 % des plages où les évolutions moyennes décennales sont comprises entre - 3,39 m et -9,61 m) (Figure 76 A). Sur les sites restants (2) le trait de côte a progradé (1, 20 %) ou est resté stable (1, 20 %). Le site de Cul-de-Sac, seul site de l'est où la ligne de stabilité prograde à l'échelle décennale entre 1947 et 1999, est celui sur lequel le rythme d'évolution est le plus rapide (tous sites et toutes périodes confondus), puisqu'il atteint +21,29 m (Figure 76 A). **Entre 1947 et 1999**, le comportement de la ligne de stabilité sur une période de dix années est, contrairement à Saint-Martin, très **homogène sur l'île de Saint-Barthélemy**. Le trait de côte a été stable sur l'intégralité des sites des côtes ouest, nord, nord-est et sud-est de l'île. Au sud cependant, le trait de côte du site de Grande Saline a reculé à une vitesse de - 3,84 m par décennie, portant la part des sites en recul sur cette côte à 50 % (Figure 77 A, Figure 76 B). Les résultats montrent également un contraste net de la direction et des rythmes des évolutions à l'échelle décennale entre les périodes 1947-1999 et 1999-2017.

1.2.2. **Une tendance à la stabilité voire à la progradation sur les deux îles lors de la période récente (1999-2017)**

Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe III - Tableau 3).

Alors que le comportement de la ligne de stabilité était très hétérogène sur la période précédente, la direction des changements de position du trait de côte sur une période décennale tend à s'homogénéiser entre 1999 et 2017, tant aux échelles inter-îles qu'intra-îles, bien que les rythmes restent quant à eux variables entre les deux îles et à l'échelle inter-façades. Cette tendance à l'homogénéisation se traduit, notamment sur l'île de **Saint-Martin**, par une tendance à la stabilité du trait de côte à l'échelle décennale. Cette situation a été détectée sur 82 % des plages de l'île (contre 57 % sur la période précédente). Dans le même temps, la part des sites sur laquelle un recul et une progradation du trait de côte ont été détectés (moyenne décennale) diminue fortement pour atteindre 18 % en tout (9 % pour chacune des directions) (Figure 76 B, Figure 77 A). **Sur l'île de Saint-Barthélemy**, la direction des évolutions bascule d'une situation de

stabilité/recul (respectivement 92 % et 8 % des sites) à une situation de stabilité/progradation (respectivement 83 % et 17 % des sites) de la position de la ligne de stabilité (Figure 76 B, Figure 77 A). Ce changement se traduit par une évolution de la vitesse moyenne de changement de la position du trait de côte, passant de -1,67 m sur la période 1947-1999 à +1,12 m sur la période 1999-2017. À l'inverse, **sur Saint-Martin**, en dépit d'une réduction de la part des sites en recul, le rythme d'évolution décennal moyen diminue et s'établit à +0,62 m entre 1999-2017 (contre +0,71 m sur la période précédente) (Figure 77 A, Figure 76 B).

À l'échelle inter-périodes et inter-îles, la tendance à l'homogénéisation de la direction des évolutions est surtout vraie pour l'île de **Saint-Martin**. Alors que les évolutions décennales moyennes étaient hétérogènes à l'échelle intra-façade sur la période 1947-1999, elles sont plus uniformes entre 1999 et 2017. Par exemple, l'intégralité des sites du nord de l'île est stable à l'échelle décennale alors que le comportement de la ligne de stabilité y était hétérogène sur la période précédente (Figure 77 A Figure 76 A et B). Ce constat est également possible pour les sites de la côte est : la ligne de stabilité a été stable et a progradé sur 67 % et 33 % des sites, respectivement (contre 60 %, 20 % et 20 % en recul, progradation et stabilité, respectivement sur la période précédente) (Figure 77 A, Figure 76 A et B). **Au nord-est de l'île de Saint-Martin**, le comportement du trait de côte à l'échelle décennale est fondamentalement différent entre les deux périodes et se traduit par un basculement des tendances. Entre 1999 et 2017, 67 % des sites ont vu leur trait de côte reculé (moyenne décennale) tandis qu'il a été stable sur 33 % (Figure 76 A et B, Figure 77 A). Dans le même temps, l'évolution moyenne des sites de cette côte s'établit à +2,19 m par décennie (il était de +0,36 m par décennie sur la période 1947-1999) (Figure 76 A et B). **Sur l'île de Saint-Barthélemy**, le comportement du trait de côte à l'échelle décennale reste relativement homogène entre 1999 et 2017, en dépit du fait que certains sites aient basculé d'une situation de stabilité à une situation de progradation (1999-2017). C'est le cas par exemple, de la plage de Saint-Jean dans le nord de l'île (+3,69 m par décennie) ou de Grand Fond dans le sud-est (+3,39 m par décennie) (Figure 77 A, Figure 76 A et B). Par ailleurs, la ligne de stabilité n'a reculé sur aucun site (moyenne décennale par site) entre 1999 et 2017 (Figure 76 A et B, Figure 77 A).

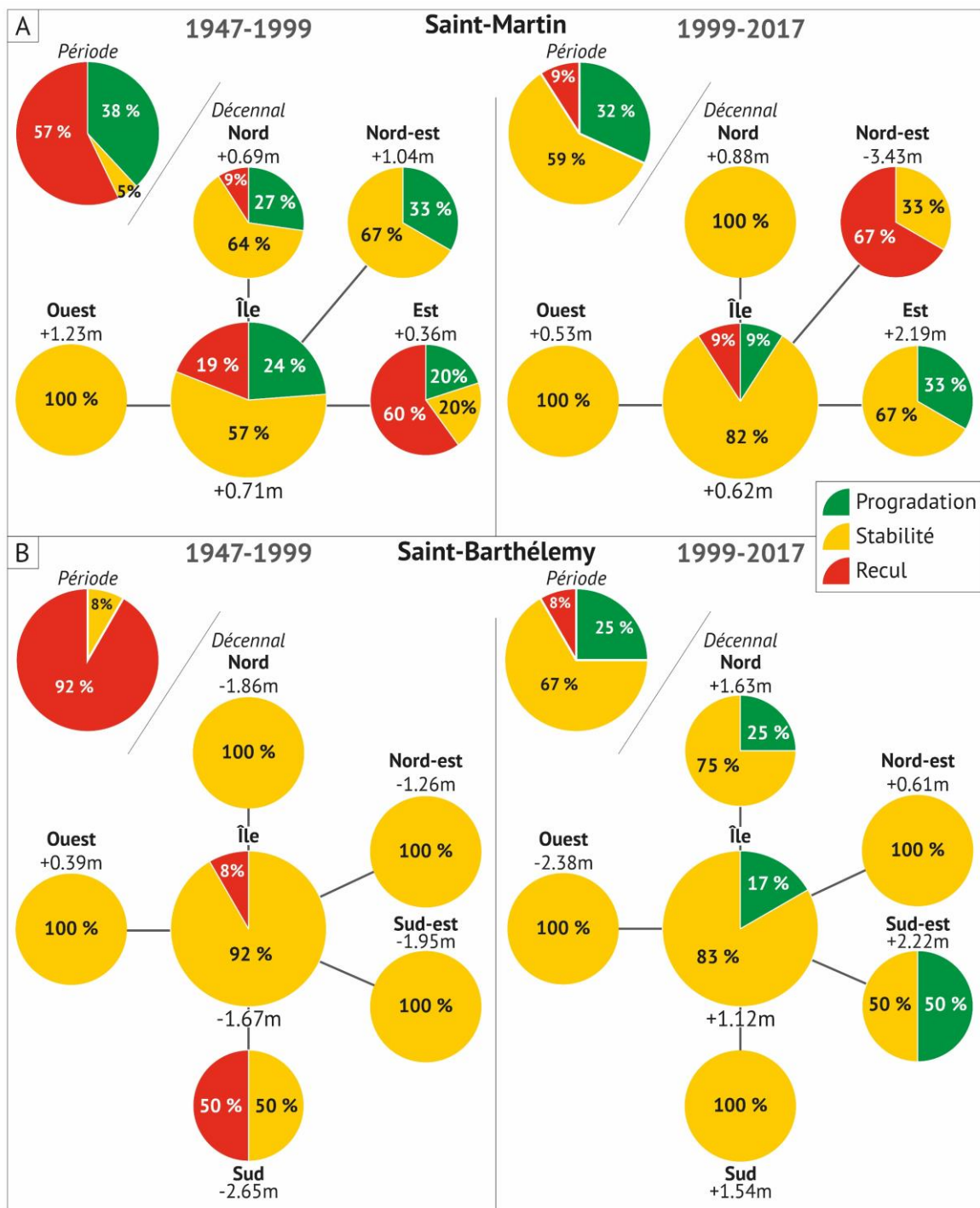


Figure 76 – Synthèse de la direction et des rythmes des évolutions moyennes décennales de la position de la ligne de stabilité sur les îles de Saint-Martin (A) et de Saint-Barthélemy (B) en fonction de l'exposition des côtes. Pour chaque période, la direction des évolutions moyennes brutes à l'échelle des îles est rappelée afin de mettre en évidence les différences fondamentales qui existent entre évolutions brutes et évolutions décennales.

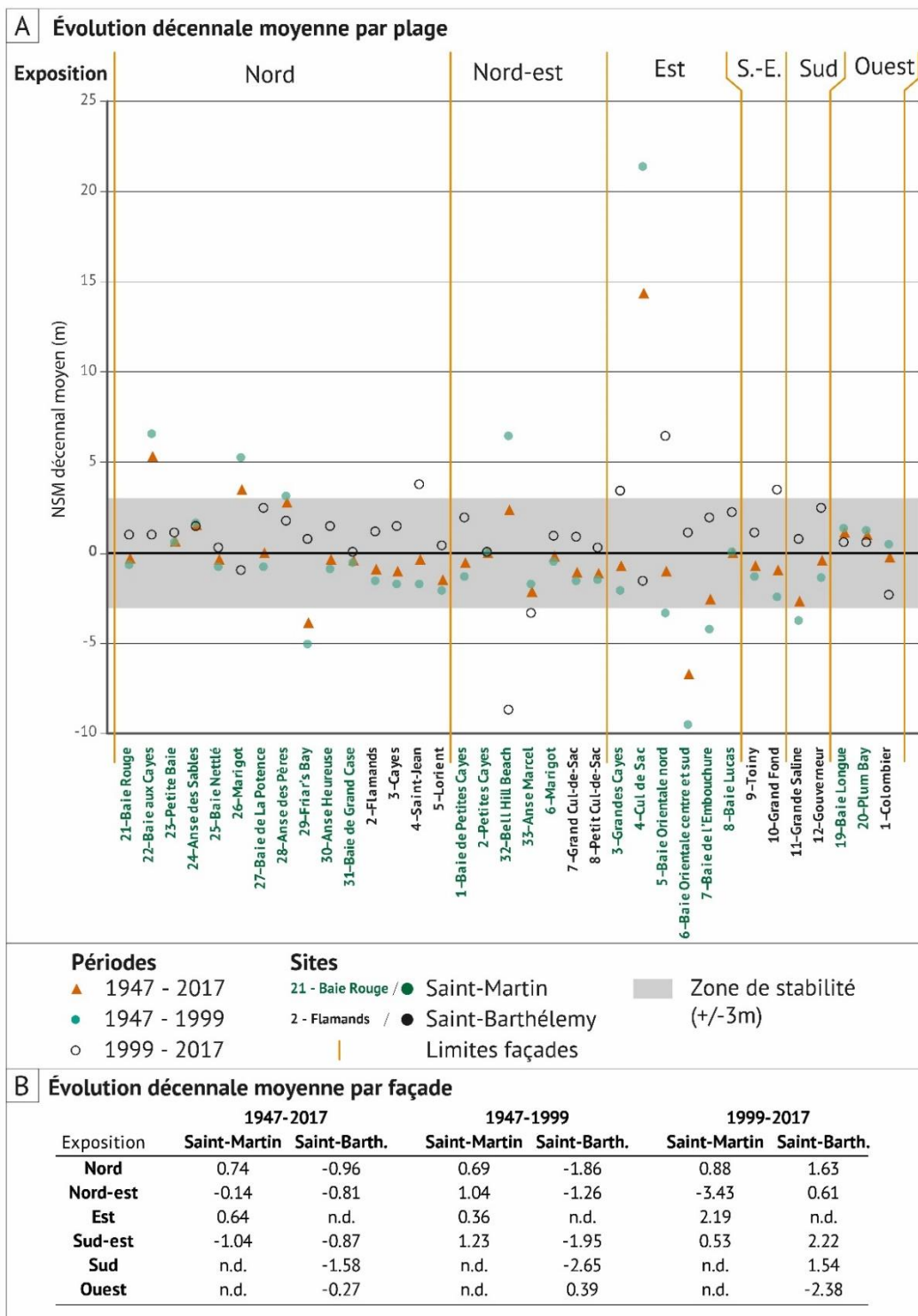


Figure 77 – Évolutions décennales moyennes de la position de la ligne de stabilité par site et par période sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy.

2. Une anthropisation croissante des zones côtière à l'échelle des dernières décennies

Au cours des dernières décennies, les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy ont connu une croissance significative de leur population, cependant plus marquée à Saint-Martin. Depuis les années 1950, le nombre d'habitants a été multiplié par plus de 18 à Saint-Martin et par près de 5 à Saint-Barthélemy (Nations Unies, 2019). Sur les deux îles, c'est entre 1980 et 1990 que la population a connu le taux de croissance le plus important (+176 % à Saint-Martin, +73 % à Saint-Barthélemy, p.115). Cette forte pression démographique associée à l'exiguïté foncière qui caractérise ces îles tropicales a inéluctablement conduit à la concentration de la population et des infrastructures sur les zones côtières basses et à proximité du trait de côte.

L'objectif de cette partie est de mettre en exergue les mécanismes et les dynamiques ayant exacerbé le contexte de forte exposition des hommes et des enjeux ; contexte dans lequel ont eu lieu les cyclones tropicaux de septembre 2017 et dont les impacts sont présentés dans le chapitre suivant. Pour ce faire, nous évaluons d'abord l'évolution de la largeur de la zone végétalisée non bâtie (ZVNB) entre 1947 et février 2017 sur les sites côtiers de la partie française de l'île de Saint-Martin et de l'île de Saint-Barthélemy, avant de montrer que la concentration progressive des hommes et des enjeux dans la bande côtière a conduit à une rigidification croissante de la ligne de stabilité.

2.1. Construire dans la proche bande côtière : de la réduction de la largeur de la zone végétalisée non bâtie

Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe III - Tableau 4).

2.1.1. Évolution de la largeur de la zone végétalisée non bâtie à Saint-Martin

La largeur de la ZVNB a été mesurée sur 17 sites de la partie française de l'île de Saint-Martin. Entre 1947 et 2017, sa largeur s'est continuellement réduite jusqu'à, dans les situations les plus extrêmes, disparaître intégralement.

En 1947, la largeur de la ZVNB a été détectée sur 12 sites sur lesquels ses limites internes étaient marquées soit par la présence d'ouvrages longitudinaux (murs de propriétés, bâtiments, ouvrages de défense), soit par la limite interne des cordons sableux. À cette date, l'urbanisation des zones côtières était limitée et les habitants se concentraient essentiellement dans les villes principales de l'île. Par conséquent, la majeure partie des sites présentaient un degré de naturalité élevé et la ZVNB avait fréquemment une largeur supérieure à 300 m depuis la ligne de stabilité (sites renseignés « n.d. »). Sur les 12 sites étudiés, la faible densité de population en zone côtière se traduit en 1947 par une largeur moyenne de la ZVNB élevée à l'échelle de l'île. À cette date, la largeur moyenne de la ZVNB atteignait 107,99 m et sa largeur maximale près de 270 m à Marigot. Les largeurs moyennes par site étaient dispersées, mais importantes et essentiellement contraintes par l'étendue des systèmes côtiers vers l'intérieur des terres, dans la mesure où elles étaient comprises entre 15,54 m (Cordon d'Anse Heureuse) et près de 212 m (cordon de la Baie Nettlé) (Figure 78 A).

Durant la période 1947-1999, la croissance démographique et le développement touristique, auxquels s'ajoute un contexte législatif propice (loi de défiscalisation Pons en 1986), a conduit à une multiplication et une densification des constructions dans les zones côtières (Duvat, 2008 ; Duvat et Magnan, 2014). En 1999, la largeur de la ZVNB s'en trouve considérablement réduite, puisqu'elle atteint 38 m en moyenne à l'échelle de l'île avec une largeur maximale de près de 170 m (Embouchure, site naturel). À cette date, les largeurs moyennes de la ZVNB par site étaient comprises entre 0,63 m (Baie de la Potence) et 83,17 m (Embouchure). Ainsi, entre 1947 et 1999, la largeur de la ZVNB a diminué sur la totalité des sites, à l'exception de l'Anse Heureuse, où sa largeur moyenne a augmenté de 105 % (passant de 15,54 m en moyenne en 1947 à 31,89 m en 1999). Toutefois, la largeur moyenne de la ZVNB s'est réduite sur 11 sites où les taux d'évolution sont compris entre -24,42 % (Baie Rouge) et -99,91 % (La Potence). La réduction de largeur est par ailleurs significative sur 9 sites où la ZVNB a été réduite de moitié sur la période (taux d'évolution >-50 %), dont 5 où le taux d'évolution est supérieur à -80 % (Grand Case, Baie Orientale centre et sud, Marigot et La Potence) (Figure 78 A).

Toutefois, bien que la réduction de la largeur de la ZVNB puisse être attribuée à un recul de la ligne de stabilité concomitant avec une densification du bâti en arrière-plage, l'analyse des données révèle que les sites sur lesquels la largeur de la ZVNB s'est le plus réduite correspondent aux sites sur lesquelles la densification et l'urbanisation ont été les plus fortes. Par exemple, sur la Baie de la Potence (site à vocation industrielle), alors que le trait de côte (LS) a reculé de -4,52 m sur la période, la ZVNB a perdu 99,91 % de sa largeur (passant de 83,70 m à 0,07 m en moyenne). Marigot en constitue un bon contre-exemple, dans la mesure où la ligne de stabilité a avancé sur la période (+24,96 m) tandis que la ZVNB s'est contractée de près de 92 % (passant de 67,96 m à 5,59 m en moyenne) (Figure 78 A, Figure 79). Ici, la compression de la ZVNB est essentiellement due à la progradation artificielle du trait de côte suite à la réalisation de remblais sur la mer (Figure 79). Dans le même sens, le cordon sableux de la Baie Nettlé reflète les mécanismes couplés d'urbanisation et de compression de la ZVNB. En 1947, il n'y avait aucune construction sur ce cordon, qui était essentiellement consacré à l'activité agricole (Figure 79 B). La zone végétalisée non bâtie trouvait alors ses limites au niveau de la partie interne du cordon (vers le lagon). En 2017, après 70 années d'aménagement et de développement touristique, le cordon de la Baie Nettlé est très artificialisé (Figure 79 C). Sur la période 1947-2017, le trait de côte s'est essentiellement maintenu en position (NSM moyen de -2,30 m), alors que dans le même temps, la largeur moyenne de la ZVNB s'est réduite de près de 87 %, passant de 212 m (1947) à 28 m (2017) (Figure 78 A, Figure 79 B et C).

En 2017, la largeur moyenne de la ZVNB atteignait 31,51 m à l'échelle des sites étudiés (17 sites). Elle était minimale à la Baie de la Potence (3,70 m en moyenne) et maximale à la Baie Orientale nord (88,86 m en moyenne) (Figure 78 A). Aussi, en 2017, la ZVNB était inexistante sur plus d'un tiers des transects (36,29 %, 576 transects sur 1587 où elle est strictement égale à 0 m), alors que cette situation concernait 27 % des transects en 1999 (388/1433) et seulement 0,28 % des transects en 1947 (3/1039). Au fil des décennies, la largeur de la ZVNB s'est constamment réduite jusqu'à ce que celle-ci devienne très étroite (<30 m) sur une grande majorité des transects.

En 2017, la largeur de la ZVNB était inférieure à 30 m sur plus de 65 % des transects, alors que cette situation concernait 53 % des transects en 1999 et seulement 13 % en 1947.

Ensemble, ces résultats démontrent que la concentration des hommes et des enjeux dans les zones côtières basses de Saint-Martin ont progressivement conduit sinon à la disparition intégrale de la ZVNB, du moins à une réduction drastique de sa largeur. Ils étayaient également l'idée selon laquelle l'urbanisation peut conduire, dans ces contextes fortement anthropisés, à une réduction inéluctable, voire à une annihilation du rôle de protection de la ZVNB face aux événements météo-marins extrêmes.

2.1.2. Évolution de la largeur de la zone végétalisée non bâtie à Saint-Barthélemy

La largeur de la zone végétalisée non bâtie (ZVNB) a été mesurée sur 11 sites de l'île de Saint-Barthélemy (9 sites en 1947) entre 1947 et 2017. Sur cette période, et à l'image de l'île de Saint-Martin, la largeur de la ZVNB a diminué sur la totalité des sites étudiés (sur la période globale la réduction de la largeur initiale de la ZVNB – c.-à-d. en 1947 – est comprise entre -3,76 % à -93,13 %).

En 1947, la largeur de la ZVNB a été détectée sur 9 sites. Elle atteignait en moyenne 111,21 m et sa largeur maximale était de près de 473 m sur le site de Grand Cul-de-Sac. En 1947, à l'échelle des 9 sites étudiés, les largeurs moyennes de la ZVNB atteignaient entre 66,21 m (Toiny) et 241,82 m (Grand Cul-de-Sac) (Figure 78 B). À cette date, la zone tampon était large et les sites étaient sinon pas, du moins peu urbanisés et l'étendue de la ZVNB était surtout limitée par la taille des systèmes côtiers. En 1947, seul 0,76 % des transects était strictement égaux à 0 m, caractérisant une absence de ZVNB et la ZVNB avait une largeur inférieure à 30 m sur 3,42 % des transects. Du fait d'une urbanisation croissante des zones côtières basses entre **1947 et 1999**, la largeur de la ZVNB s'est réduite en 1999. À cette date, sa largeur moyenne atteignait 58,55 m à l'échelle de l'île et les largeurs moyennes par site étaient comprises entre 26,66 m (Cayes) et 177,77 m (Grande Saline) (Figure 78 B). Sur cette période, une diminution de la largeur de la ZVNB a été détectée sur tous les sites étudiés, atteignant entre -26,49 % à Grande Saline, où la largeur moyenne est passée de 242 m (1947) à 178 m (1999) et -79,27 % à Cayes, où la largeur moyenne est passée de 129 m (1947) à 27 m (1999) (Figure 78 B). À cette même date, la ZVNB était inexistante sur près de 20 % des transects (62/444) et sa largeur n'excédait pas 30 m sur près de 53 % des transects (234/444).

Entre 1999 et 2017, l'urbanisation des côtes s'est poursuivie et s'est de nouveau traduite par une réduction de la largeur de la ZVNB à l'échelle de l'île. En 2017, la largeur moyenne de la ZVNB était de 40 m à l'échelle de l'île, avec des différences importantes entre les sites, les largeurs moyennes de la ZVNB étant alors comprises entre 5,62 m (Cayes) et 175,38 m (Grande Saline) (Figure 78 B). Ainsi, entre 1999 et 2017, la ZVNB est devenue plus étroite sur 10 des 11 sites, sur lesquels la réduction de sa largeur moyenne est comprise entre -1,34 % (Grande Saline) et -87,78 % (Petit Cul-de-Sac). Sur cette période, la ZVNB s'est élargie sur un seul site au degré de naturalité élevé, Toiny, où la ZVNB a gagné +9,66 % de largeur moyenne (de 58 m en 1999 à

près de 63 m en 2017). La densification du bâti à proximité des côtes entre 1999 et 2017 a conduit (1) à la disparition de la ZVNB sur 11 % des transects ou (2) à sa contraction, puisqu'elle n'excédait pas 30 m de largeur sur près de 70 % des transects à l'échelle de l'île.

À Saint-Barthélemy, l'urbanisation progressive des côtes basses associée à un recul du trait de côte (LS) significatif à l'échelle de ces 70 dernières années a entraîné une réduction drastique de la largeur moyenne de la ZVNB, jusqu'à ce qu'elle soit étroite (<30 m) sur une part significative des transects, conduisant localement à sa disparition intégrale (largeur égale à 0 m).

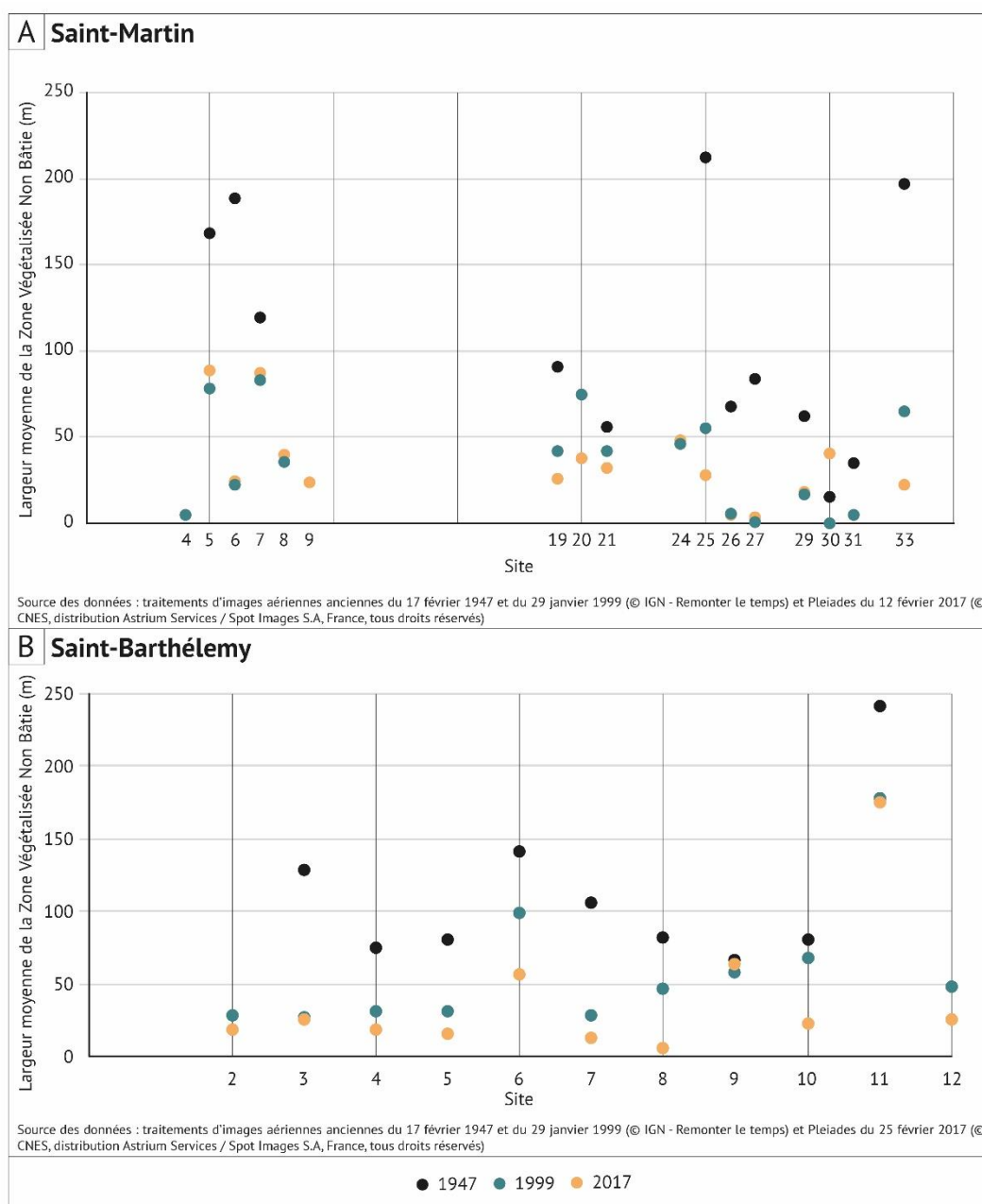


Figure 78 – Largeur de la zone végétalisée non bâtie sur les systèmes côtiers des îles de Saint-Martin (A) et de Saint-Barthélemy (B) en 1947, 1999 et 2017. Les sites non indiqués sur la figure n'ont pas été traités, se référer au tableau suivant pour le détail par site et par date.

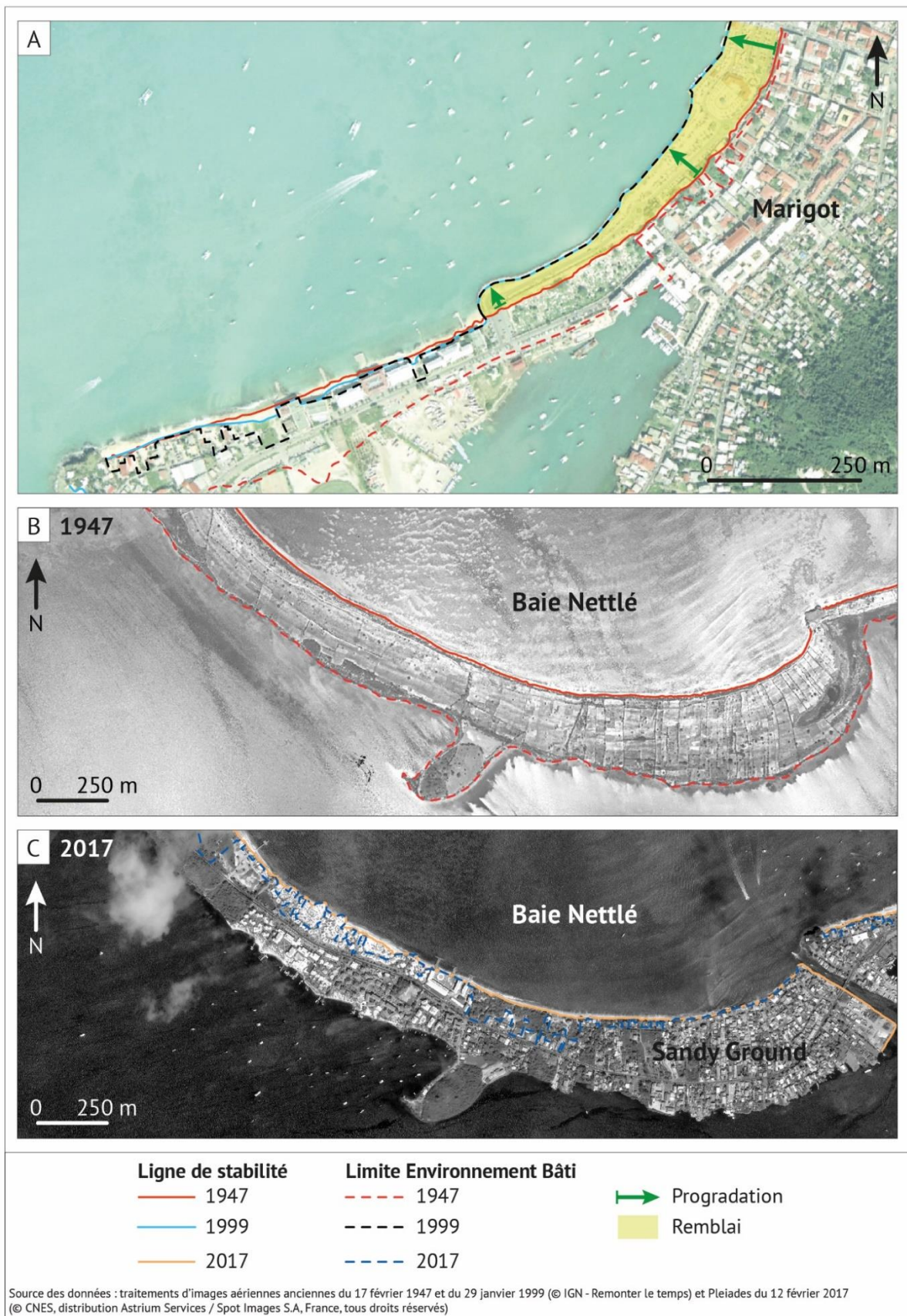


Figure 79 – Diminution de la largeur de la zone végétalisée non bâtie sur deux des sites les plus urbanisés de l'île de Saint-Martin. (A) à Marigot, la largeur de la ZVNB s'est réduite alors que le trait de côte a progradé entre 1947 et 1999. (B) le cordon de la Baie Nettlé a été intensément urbanisé entre 1947 et 2017, conduisant à une réduction de la largeur de la ZVNB sur la période globale.

Conclusions partielles

Une diminution significative de la largeur de la zone végétalisée non bâtie des dernières décennies

Sur les deux îles, la zone végétalisée non bâtie s'est drastiquement réduite au cours des 70 dernières années. Cette diminution de largeur résulte d'une concentration des hommes et des infrastructures dans une proche bande côtière et du recul de la position de la ligne de stabilité. Toutefois, c'est sur les sites les plus densément urbanisés que la largeur de la zone végétalisée non bâtie s'est le plus réduite. Ainsi, ces sites cumulent une exposition extrême des hommes et des infrastructures aux événements météo-marins intenses (part dominante des transects sur lesquels la ZVNB n'excède pas les 30 m) et une annihilation supposée totale du rôle de protection et d'absorption de l'énergie des houles que peut jouer la ZVNB lorsqu'elle est suffisamment large (par exemple des transects sur lesquels la ZVNB est inexistante).

2.2. Une rigidification progressive des côtes

Entre 1947 et 2017, sur les deux îles, l'urbanisation rapide des zones côtières basses a été la principale conséquence de la croissance démographique et du développement touristique. La densification du bâti et la concentration des infrastructures clés dans une proche bande côtière, associées à un contexte de forte exposition aux événements météo-marins extrêmes (trois cyclones tropicaux de catégorie 4 entre 1947 et février 2017), a conduit les habitants et les autorités publiques locales à multiplier le nombre d'ouvrages de protection lourds (enrochements, murs verticaux) pour tenter de réduire l'exposition des hommes et des enjeux. Or, cette démarche a eu pour conséquence d'accroître la longueur de linéaire côtier artificialisé au fil des années, réduisant considérablement sa capacité de mobilité et de réponse face aux événements météo-marins extrêmes. La réduction de la largeur voire la disparition de la zone végétalisée non bâtie pourrait également annihiler progressivement son rôle de protection. Cette section propose, de manière synthétique, d'évaluer la longueur du linéaire côtier (LS) artificiel à chaque date (en se basant sur une démarche de PIAO) pour comprendre comment, en 70 ans, les côtes sont passées d'un état naturel et mobile à un état artificiel et rigide.

Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe III - Tableau 5).

2.2.1. Une artificialisation rapide et significative des plages de l'île de Saint-Martin

Entre 1947 et 2017, la nature du trait de côte a été détectée par photo-interprétation assistée par ordinateur (PIAO) sur 23 sites de la partie française de l'île de Saint-Martin. Les résultats présentés ici ne portent donc que sur ces 23 sites et ne concernent pas la totalité du linéaire côtier de la partie française de Saint-Martin. Sur cette période, la ligne de stabilité a été considérablement artificialisée, puisque la part du linéaire côtier fixé est passée de 0,15 % en 1947 (99,85 % du linéaire naturel) à près de 33 % en 2017 (67 % du linéaire naturel), représentant au total près de 7400 m de côtes rigidifiées.

En 1947, les infrastructures situées dans une proche bande côtière étaient très rares à l'échelle des sites étudiés et les ouvrages de défense presque inexistants. Cet important degré de naturalité est reflété par la part du linéaire côtier naturel, qui atteignait 99,85 % de la longueur totale des côtes étudiées. Une seule portion de côte artificialisée a été détectée en 1947. Elle est située sur le site de Grand Case, où seulement 1,24 % de linéaire côtier étaient occupés par un ouvrage longitudinal (29 m sur 2330 m). L'intégralité des autres sites possède une ligne de stabilité naturelle en 1947. La croissance de la population et la littoralisation des hommes et des activités qui en découle ont entraîné une diminution de la part du linéaire côtier naturel qui a été progressivement artificialisé et rigidifiée par des ouvrages et des aménagements longitudinaux. **En 1999**, la part du linéaire côtier artificialisé atteignait 22,23 % tandis que 77,77 % de la longueur des côtes étudiées étaient encore naturels. À cette date, le trait de côte était intégralement naturel sur 9 des 23 sites étudiés (sites 1, 3, 19, 22, 23, 24, 28, 30 et 32). Ailleurs, la part du linéaire côtier artificialisée était comprise entre 0,82 % (Embouchure) et 75 % (Marigot). Aussi, en 1999, cette part était supérieure à 30 % sur 5 sites (4, 26, 27, 31 et 33). C'est notamment sur ces sites que nous avons détecté les taux de réduction de la largeur de la zone végétalisée non bâtie les plus significatifs sur la période 1947-1999. Par exemple, sur le site de la Baie de la Potence, la part du linéaire artificialisée atteignait 71 % en 1999 ; sur la période 1947-1999, la largeur de la ZVNB s'était contractée de 99,91 %. Cette situation se rencontre également sur le site de Marigot, où 75 % de la longueur du trait de côte sont fixés et où la ZVNB avait perdu près de 92 % de sa largeur entre 1947 et 1999 (Figure 78 A, Figure 79 A). **En 2017**, le rapport côtes naturelles/côtes artificialisées a encore évolué au profit des côtes artificielles. À cette date, les côtes étaient artificialisées à hauteur de 33 % de leur longueur totale, alors que 67 % étaient encore naturels. Les 9 sites intégralement naturels en 1999 le sont toujours en 2017, et la petite portion de côte (0,82 %) fixée à l'Embouchure a été démantelée (100 % du linéaire naturel en 2017 sur ce site). Sur les autres sites (13 sites), la part du linéaire côtier artificialisée est comprise entre 5,43 % (Baie Orientale nord) et 77,17 % (Baie de La Potence). Aussi, cette part est supérieure à 30 % sur 8 sites (4, 6, 19, 20, 25, 26, 27 et 31). Sur ces sites, la largeur de la ZVNB a parfois diminué de près de moitié, comme sur les sites de Nettlé (25) et de Plum Bay (20), où elle a perdu 49,55 % et 49,02 % de sa largeur entre 1999 et 2017.

Les résultats mettent donc en lumière une artificialisation croissante de la ligne de stabilité entre 1947 et 2017, laquelle a été la plus importante (en termes de linéaire fixé) entre 1947 et 1999, où plus de 5 km de côtes sableuses ont été fixés par des ouvrages ou des aménagements longitudinaux (tableau 5). Bien que certains sites conservent un degré de naturalité totale (dans le sens où la ligne de stabilité a conservé sa capacité de mobilité), d'autres ont un degré d'artificialisation important (jusqu'à 77 %). Sur ces sites, la capacité de mobilité planimétrique de la ligne de stabilité est désormais sinon nulle, du moins limitée aux portions de côtes naturelles résiduelles.

À **Saint-Barthélemy**, la nature du trait de côte (LS) a été caractérisée par PIAO sur 12 sites entre 1947 et 2017. Les résultats présentés ici ne portent donc que sur ces 12 sites et ne concernent pas la totalité du linéaire côtier l'île. Comme sur l'île de Saint-Martin, la part du linéaire artificialisé a augmenté au cours des 70 années de la période d'étude, mais elle reste toutefois bien moins significative que sur l'île voisine. En effet, alors qu'en 1947 l'intégralité (100 %) du linéaire côtier (LS des sites étudiés ici) était naturelle, cette part est réduite à 89,55 % en 2017. Autrement dit, seuls 10,45 % du linéaire côtier étaient fixés en 2017 à Saint-Barthélemy, contre près de 33 % à Saint-Martin.

C'est **entre 1947 et 1999** que sont apparus les premiers ouvrages et aménagements longitudinaux qui ont eu pour conséquence de modifier la nature du trait de côte (de naturelle à artificielle). Toutefois, la ligne de stabilité de 7 des 12 sites a conservé son caractère naturel (100 % du linéaire naturel sur les sites de Colombier, Marigot, Petit Cul-de-Sac, Toiny, Grand Fond, Grande Saline et Gouverneur) (tableau 5). En 1999, le trait de côte (LS) était partiellement rigidifié sur 5 sites, où la part du linéaire côtier artificiel était comprise entre 2,48 % (Flamands) et 38,95 % (Grand Cul-de-Sac) (tableau 5). Aussi, c'est sur les sites les plus artificialisés que la largeur de la ZVNB a le plus diminué entre 1947 et 1999. Par exemple, à Grand Cul-de-Sac, où la ligne de stabilité était artificielle à hauteur de 39 %, la ZVNB s'est contractée du 73 %. Ce constat est également vrai pour le site de Caye, fixé à hauteur de 17 % de sa longueur, alors que la ZVNB a perdu près de 80 % de sa largeur entre 1947 et 1999 (Figure 78 B). Enfin, en 2017, la situation est presque identique à celle de 1999 à l'échelle de l'île dans la mesure où la part du linéaire côtier artificialisé s'élève à 10,45 % (contre 10,40 % en 1999) (tableau 4). Le trait de côte (LS) a conservé sa capacité de mobilité (caractère naturel) sur les 7 sites susmentionnés et est toujours partiellement artificialisé sur 5 sites (entre 6,72 % à Flamands et 28,41 % à Saint-Jean). Toutefois, c'est à l'échelle intra-site qu'ont été détectées les principales évolutions. Certains sites, comme Flamands et Saint-Jean, ont vu leur part de linéaire côtier artificialisé augmenter, passant de 2,48 % à 6,72 % et de 10,46 % à 28,41 %, respectivement entre 1999 et 2017. D'autres, comme Grand Cul-de-Sac, ont à l'inverse bénéficié d'un accroissement de la part du linéaire naturel, passant ainsi de 61 % à 81 % entre 1999 et 2017. Sur ce site, cette diminution de la longueur du trait de côte artificialisé s'explique d'abord par une destruction des constructions de haut de plage et d'arrière-plage, lesquelles ont été remplacées par des bâtiments implantés plus en arrière du trait de côte. Ensuite, localement, la végétation s'est développée au bénéfice de la part du linéaire naturel. À Saint-Barthélemy, les résultats montrent que l'artificialisation des côtes a été croissante sur les 70 années de la période d'étude, mais qu'elle a été limitée (10,45 % du linéaire fixé en 2017) et essentiellement effective entre 1947 (où l'intégralité des côtes était naturelle) et 1999 (10,40 % de longueur de côtes rigidifiées).

C'est donc dans ce contexte d'artificialisation des côtes et de concentration des hommes et des enjeux sur les zones côtières basses des deux îles qu'ont eu lieu les cyclones de septembre 2017. Leur influence sur la mobilité planimétrique du trait de côte et leurs impacts sur la morphologie côtière sont présentés dans le chapitre suivant, en mettant un accent particulier sur

l'évaluation de la contribution du facteur anthropique à la variabilité spatiale de la nature et de l'intensité des évolutions que les houles et les vents cycloniques ont engendrées.

Conclusion partielle

Une artificialisation des côtes plus marquée à Saint-Martin qu'à Saint-Barthélemy

Sur les deux îles, la période 1947-2017 est caractérisée par une croissance significative de la population qui s'est traduite par une littoralisation des hommes et des activités. De cette dernière découle une artificialisation des côtes sur ces 70 dernières années, dont l'importance varie tant à l'échelle intra-île (entre les différents sites) qu'entre les deux îles.

- **Les littoraux de l'île de Saint-Martin** (sur les sites étudiés) ont connu une rigidification intensive entre 1947 et 2017. La part du linéaire fixé par des ouvrages longitudinaux est passée de **0,15 % en 1947 à 33 % en 2017** (représentant 7400 m de côtes artificialisées). La rigidification du trait de côte n'est pas uniforme à l'échelle de l'île, puisque certains sites ont conservé un degré de naturalité intégral (100 % du linéaire naturel, donc mobile) alors que d'autres sont rigidifiés sur près de 77 % de leur linéaire.
- **L'artificialisation des côtes de Saint-Barthélemy** a été moindre sur la période. L'intégralité (100 %) du linéaire côtier étudié était naturelle en 1947 alors que cette part est réduite à 89 % en 2017 (soit 11 % du linéaire artificialisé).

Chapitre 10 | Influence des événements météo-marins extrêmes sur l'évolution des systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy : le cas des cyclones de septembre 2017

Préambule : recontextualisation des résultats présentés dans ce chapitre

Le présent chapitre s'emploie à présenter les conséquences des cyclones tropicaux de septembre 2017 sur la morphologie côtière des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. Il est le fruit d'un travail collaboratif et interdisciplinaire réalisé dans le cadre du projet TIREX (Transfert des apprentissages de retours d'EXpériences scientifiques pour le renforcement des capacités de réponse et d'adaptation individuelles et collectives dans un contexte de changement climatique – Petites Antilles du Nord – Saison cyclonique 2017) soutenu par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR-18-OURA-0002) et coordonné par Frédéric Léone (GRED, Montpellier 3).

La collaboration avec les partenaires du projet TIREX (notamment avec le Laboratoire de Recherche en Géosciences et Énergies – EA 4539 LARGE – de l'Université des Antilles et avec Littoral ENvironnement et Sociétés – UMR 7266 LIENSs – de la Rochelle Université) a permis la publication de deux articles en 2019 :

- Duvat, V., **Pillet, V.**, Volto, N., Krien, Y., Cécé, R., Bernard, D., 2019. High human influence on beach response to tropical cyclones in small islands: Saint-Martin Island, Lesser Antilles. *Geomorphology* 325, 70–91.
- **Pillet, V.**, Duvat, V.K.E., Krien, Y., Cécé, R., Arnaud, G., Pignon-Mussaud, C., 2019. Assessing the impacts of shoreline hardening on beach response to hurricanes: Saint-Barthélemy, Lesser Antilles. *Ocean Coast. Manag.* 174, 71–91.

Ces travaux reposent sur un protocole méthodologique permettant d'évaluer les conséquences des cyclones tropicaux sur les systèmes côtiers. Ils couplent l'extraction de données par photo-interprétation assistée par ordinateur à une mission de terrain post-cyclone réalisée entre le 28 octobre et le 4 novembre 2017. Au sein de l'UMR LIENSs, ces articles ont été réalisés en collaboration avec Virginie Duvat et Natacha Volto. L'équipe LARGE a conduit l'intégralité de l'effort de modélisation des houles et des vents générés par les cyclones de septembre 2017 sur les îles de Saint-martin et de Saint-Barthélemy.

La première étude, portée par Virginie Duvat, détaille les impacts de ces événements météorologiques extrêmes sur l'île de Saint-Martin. Dans cette étude, les comportements de trente sites répartis sur les côtes françaises et hollandaises de l'île sont présentés.

La seconde étude, portée par moi-même, présente les impacts de ces événements sur les systèmes côtiers de l'île de Saint-Barthélemy. Douze plages ont été étudiées et la contribution du facteur anthropique aux impacts des cyclones particulièrement investiguée.

Dans le cadre de ces travaux collaboratifs, ma contribution personnelle a été :

- La numérisation des indicateurs de la position du trait de côte sur les sites étudiés (Saint-Martin et Saint-Barthélemy) ;
- Le calcul des statistiques relatives à l'évolution de la position du trait de côte, de la largeur et de la surface des plages ;
- Une contribution à l'évaluation des impacts des cyclones sur la morphologie côtière lors de la mission réalisée collective du 28 octobre au 4 novembre 2017.

Ce chapitre présente essentiellement les résultats issus des trois points susmentionnés en adoptant une approche comparative permettant d'interroger les facteurs de variabilité des évolutions planimétriques aux échelles intra- et interinsulaire.

Introduction

Situées dans le nord de l'Arc antillais, les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy sont très exposées aux impacts des événements météo-marins de forte intensité (Chapitre 4, p. 108) ; la seule saison cyclonique 2017 a été marquée par 10 cyclones tropicaux majeurs (catégorie 3 ou plus), dont la formation a été favorisée par un contexte météorologique propice à la cyclogenèse. Bien que par le passé ces deux îles ont subi les assauts de cyclones majeurs comme Luis (1995) et Lenny (1999), les événements de septembre 2017 ont été d'une intensité particulièrement extrême. Parmi eux, Irma, considéré comme le cyclone le plus puissant ayant touché ces îles (vents soutenus sur une minute à 288 km/h ; pression minimale de 914 hPa).

Ces événements météo-marins extrêmes et contemporains offrent une opportunité majeure aux scientifiques qui s'intéressent de près à leurs impacts sur la morphologie côtière et aux interactions qui existent entre ces impacts et l'anthropisation des littoraux (rigidification du trait de côte, défrichement de la végétation...). En effet, ces cyclones (Irma, Maria et José) permettent – parce qu'ils sont récents, intenses et très documentés – d'aborder les questions de leurs impacts sur la morphologie côtière et des interrelations qui existent entre ces dits impacts et les modifications environnementales d'origine anthropique (incluant la modification de la végétation côtière et des processus hydrosédimentaires par l'implantation d'équipements longitudinaux ou transversaux, tels que des ouvrages de défense ou des murs de propriétés).

Dans un premier temps, ce chapitre présente une synthèse des réponses planimétriques et verticales des systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy sur la base des travaux collaboratifs. Dans un second temps, nous interrogeons les facteurs de variabilité des évolutions planimétriques aux échelles intra- et interinsulaires, en nous focalisant notamment sur l'influence de la trajectoire des systèmes cycloniques et sur la question de l'exposition des côtes. Enfin, en nous basant sur une étude de cas centrée sur Saint-Barthélemy, nous questionnons, à l'échelle locale (inter- et intra-sites), l'influence du facteur anthropique dans la variabilité spatiale des impacts des cyclones (nature et intensité) sur les systèmes sédimentaires côtiers de l'île.

1. Réponses planimétriques et verticales des systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy

Dans la perspective d'évaluer les conséquences des houles et des vents cycloniques sur les systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, nous avons détecté la réponse des indicateurs de la position du trait de côte sur 42 sites, répartis sur les différentes façades des deux îles. À Saint-Martin, la réponse de la ligne de stabilité a été détectée sur 30 sites, tandis que 12 ont fait l'objet d'une attention particulière à Saint-Barthélemy. Le nombre de sites sur lesquels nous avons détecté le comportement du pied de plage est cependant restreint, car le contexte hydrodynamique particulièrement actif à la date de prise de vue des images post-cyclones a souvent rendu impossible la détection de l'indicateur. Par conséquent, sa réponse a été détectée sur 4 sites de l'est et du nord-est de Saint-Martin et sur 11 sites de Saint-Barthélemy.

En raison de leur intensité exceptionnelle³⁷, les houles et les vents générés par les systèmes cycloniques de septembre 2017 ont eu une influence significative sur l'évolution de ces deux indicateurs de la position du trait de côte. La présente section a pour objectif de présenter une synthèse des modalités de réponses planimétriques (évolution de la position des indicateurs de trait de côte) et verticales (formes d'érosion et d'accrétion) des systèmes sédimentaires côtiers, en s'appuyant notamment sur les résultats publiés sur les îles de Saint-Martin (Duvat et al., 2018) et de Saint-Barthélemy (Pillet et al., 2019). Les facteurs influençant la variabilité spatiale des modalités de réponses de la ligne de stabilité aux échelles intra- et inter-îles seront présentés dans les sections suivantes (2, p. 295 et 3, p. 302).

1.1. Synthèse de l'évolution de la position des indicateurs de trait de côte

Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe IV - Tableau 1).

1.1.1. Le recul de la ligne de stabilité comme réponse aux cyclones de septembre 2017

Les résultats mettent en évidence que, sous l'influence des houles et des vents cycloniques, le recul du trait de côte a été la réponse dominante entre février et septembre 2017. Cette situation de recul (LS, évolutions moyennes < -2 m) se rencontre sur 93 % des 42 sites étudiés sur les deux îles (39 sites), tandis que l'indicateur a été stable sur 7 % des sites (3 sites). Toutefois, ces tendances moyennes par sites ne reflètent pas nécessairement l'entière variabilité de l'évolution de la ligne de stabilité. Si l'on considère non plus ces évolutions moyennes, mais le comportement des transects cette fois, le bilan est plus contrasté. Sur l'ensemble des transects utilisés (3063) sur les deux îles, 69 % (2116) sont dans une situation de recul, tandis que 31 % (947) sont stables sur la période. Aucun transect n'a progradé.

À l'échelle des îles, bien que le recul de la ligne de stabilité domine les modalités d'évolution du trait de côte sous-influence cyclonique, on note tout de même des dissemblances entre Saint-

³⁷ Pour rappel, Irma a généré des vents soutenus sur une minute qui ont atteint 288 km/h et des houles dont la hauteur significative s'est élevée à une dizaine de mètres sur la côte est de Saint-Barthélemy.

Martin et Saint-Barthélemy, que l'on peut synthétiser en quatre points. Elles s'expriment d'abord **(1)** au travers de la part des sites sur lesquels la ligne de stabilité a reculé. Sur l'île de Saint-Martin, qui regroupe 30 des 42 sites étudiés, le recul de la ligne de stabilité a été détecté sur 90 % des plages (27). Les trois sites en situation de stabilité sont tous situés sur cette île et représentent 10 % de l'échantillon. Sur l'île de Saint-Barthélemy, le recul du trait de côte a été détecté sur la totalité des 12 sites (100 %). Elles s'expriment ensuite **(2)** par la proportion des transects en situation de recul, qui varie d'une île à l'autre. Elle s'établit à 67 % à Saint-Martin (1684/2502) et est plus importante à Saint-Barthélemy, puisqu'elle atteint 77 % (432/561). Ces différences se retrouvent également **(3)** dans l'amplitude des évolutions moyennes sur les sites où la ligne de stabilité a reculé (NSM moyen), qui est plus importante à Saint-Martin. Sur cette île, ces valeurs sont très dispersées et sont comprises entre -2,29 m (Cole Bay) et - 68,28 m (Baie Orientale centre et sud), tandis qu'elles sont plus homogènes à Saint-Barthélemy, où elles s'étendent de -2,76 m (Colombier) à - 18,39 m (Grand Fond). Enfin **(4)**, les valeurs extrêmes de recul de la ligne de stabilité sont nettement supérieures à Saint-Martin, où le trait de côte a reculé de près de 167 m au maximum (Cul-de-Sac), qu'à Saint-Barthélemy, où cette valeur atteint près de -62 m (Cayes).

Au-delà de ces grandes tendances, exposées ici sous forme de synthèse, la réponse de la ligne de stabilité présente une variabilité certaine, tant aux échelles inter-îles qu'intra-île (inter-sites et intra-site). Cette variabilité sera présentée plus en détail dans les sections suivantes, dans lesquelles nous interrogerons également les facteurs qui la contrôlent aux différentes échelles spatiales (2, p. 295 et 3, p. 302), en investiguant notamment (1) l'influence de l'exposition des côtes et (2) du degré d'anthropisation des plages, dont l'influence sera évaluée à partir de l'étude de cas représentatifs de l'échantillon étudié.

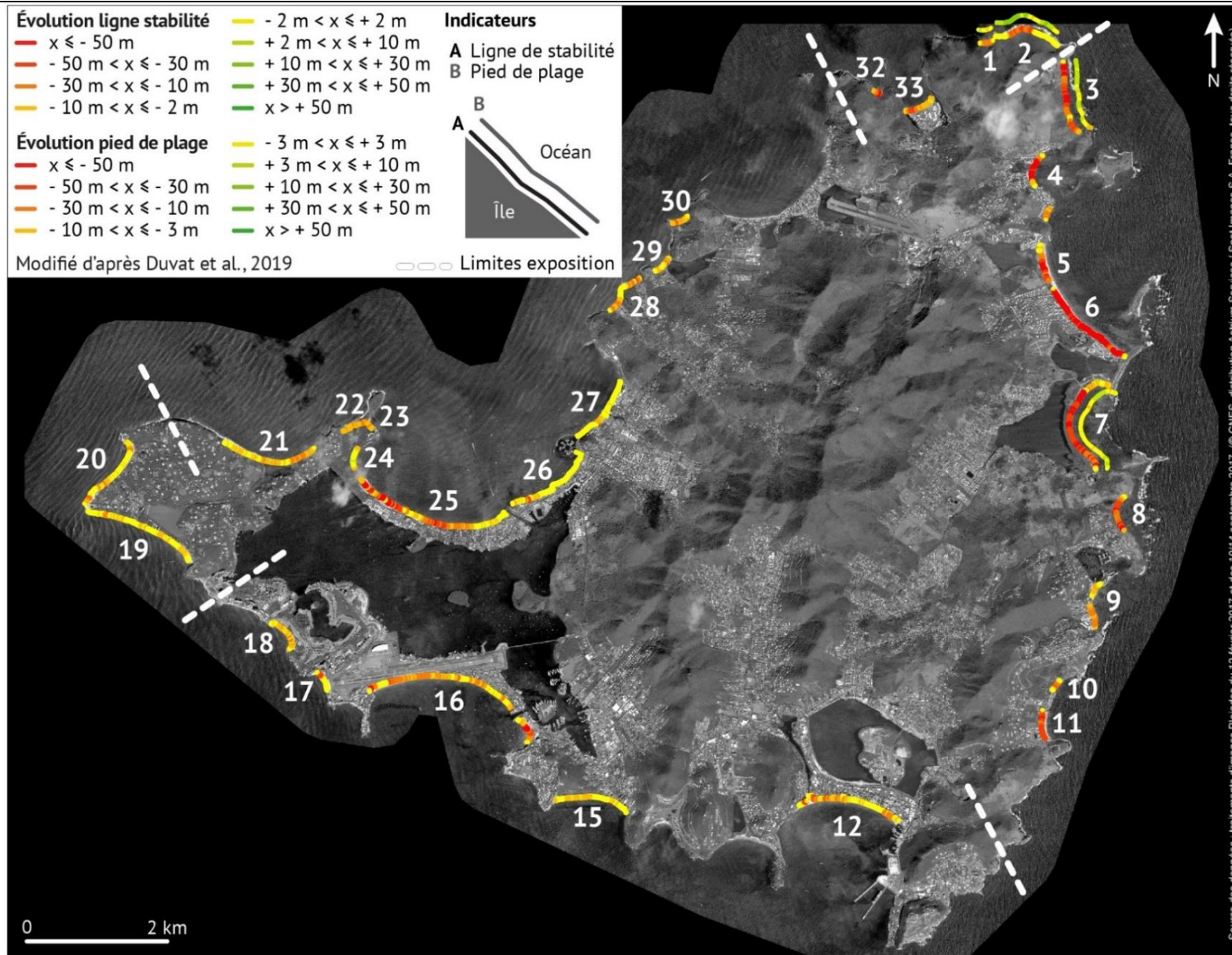


Figure 80 – Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les plages de Saint-Martin entre les mois de février et septembre 2017 (Duvat et al., 2018).

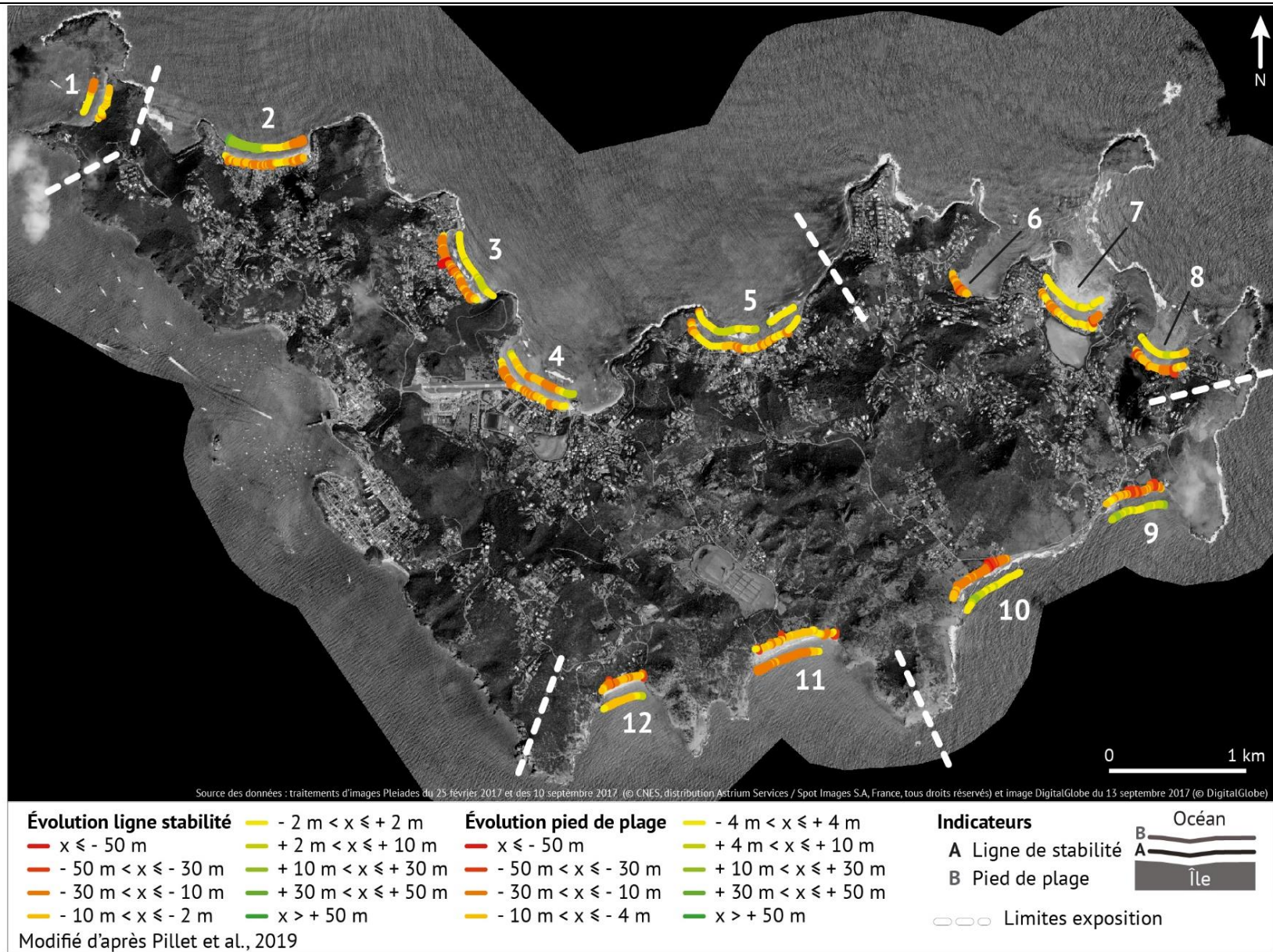


Figure 81 – Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les plages de Saint-Barthélemy entre les mois de février et septembre 2017 (Pillet et al., 2019).

1.1.2. La réponse du pied de plage caractérisée par une très forte variabilité

La réponse du pied de plage (PP) aux houles cycloniques a été détectée sur 4 et 11 sites des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, respectivement. Pour rappel, cet indicateur marque la limite externe du corps de la plage et permet d'évaluer sa réponse face aux houles cycloniques de septembre 2017. Du fait d'un nombre limité de sites (4) pour lesquels l'image satellite post-cyclones était exploitable sur l'île de Saint-Martin, la comparabilité des résultats à l'échelle inter-îles et notre capacité de détection de modèles de réponse selon l'exposition des côtes s'en trouve réduite. C'est pour cette raison que nous nous limiterons ici à une approche intra-île et que les résultats seront présentés dans le détail. Aussi, le contexte hydrodynamique variant selon les îles et la date de capture des images, l'incertitude relative à la significativité des évolutions détectées diffère d'une île à l'autre. À Saint-Martin, une marge d'erreur de 3 m a été retenue, tandis qu'elle a été étendue à 4 m à Saint-Barthélemy.

À **Saint-Martin**, l'évolution de la position du pied de plage a été détectée sur 4 sites, répartis sur les côtes nord-est (Baie de Petite Cayes, Petites Cayes) et est (Grandes Cayes, Baie de l'embouchure) (Figure 80). Ces côtes figurent parmi les plus exposées à l'échelle de l'île puisque la hauteur significative maximale des houles y a atteint 4 à 6 m (Figure 83). Sur cette île, malgré un nombre limité de sites étudiés, la réponse du pied de plage est caractérisée par une forte variabilité inter-sites. La position du pied de plage s'est **essentiellement maintenue** sur les sites de Baie de Petites Cayes (nord-est) et de Baie de l'Embouchure (est), sur lesquels la part des transects stables atteint respectivement 68,42 % et 71,18 % (Figure 80). Sur Baie de Petites Cayes, l'évolution moyenne est de +1,32 m sur la période d'étude. Sur ce site, l'indicateur a reculé au maximum de -4,06 m tandis que la plus forte valeur de progradation est de +4,63 m. Ces valeurs ont respectivement atteint -1,24 m (NSM moyen), -4,42 m (NSM min.) et +9,64 m (NSM max.) sur la Baie de l'Embouchure. Par ailleurs, le comportement du pied de plage est caractérisé par **une avancée** de sa position sur les sites de Petites Cayes (nord-est) et de Grandes Cayes (est), où nous avons détecté des valeurs d'évolution supérieures à + 3 m (progradation) sur 72,73 % et 59,19 % des transects, respectivement (Figure 80). À Petites Cayes, les NSM moyen et maximum sont les plus élevés parmi les sites étudiés (PP) ; ils atteignent respectivement +8,26 m et +21,44 m. L'analyse d'image permet d'attribuer ces fortes valeurs de progradation à la formation d'une plage composée de débris coralliens sur ce site, alors inexistante avant le passage des cyclones (Duvat et al., 2019). À Grande Cayes, ces valeurs sont moins élevées et atteignent respectivement +3,14 m (NSM moyen) et +9,80 m (NSM max.). Sur les 4 sites étudiés, la part des **transects en recul** (évolution <-3 m) est largement **minoritaire** puisqu'elle atteint entre 2 % (Petites Cayes, nord-est) et 10 % (Baie de Petites Cayes, nord-est). À l'échelle des sites étudiés, la plus forte valeur de recul est atteinte sur la Baie de l'Embouchure avec - 4,42 m et elles atteignent -4,06 m, -4,18 m et - 4,20 m sur Baie de Petites Cayes, Petites Cayes et Grandes Cayes, respectivement.

À **Saint-Barthélemy**, nous avons détecté le comportement du pied de plage sur onze sites, lesquels sont identiques à ceux sur lesquels nous avons étudié le comportement de la ligne de stabilité, exception faite du site de Marigot (nord-est), pour lequel la qualité des images satellites et le contexte hydrodynamique particulièrement actif n'ont pas permis son exploitation. Le comportement du pied de plage varie considérablement à plusieurs échelles. Celle de l'île d'abord

(inter-sites), à tel point qu'il est difficile de dégager des modèles de réponse selon l'exposition des côtes. Celle des sites ensuite (intra-sites), où le comportement du pied de plage montre localement et sur des échelles spatiales réduites, un net contraste de réponse.

À l'échelle de l'île, le pied de plage s'est d'abord maintenu (évolutions moyennes comprises entre +4 m et -4 m) en position sur **5 des 11 sites** (45,45 %). Sur ces 5 plages des côtes nord (Cayes, Lorient), nord-est (Grand Cul-de-Sac, Petit Cul-de-Sac) et sud-est (Grand Fond), la part des transects stables est dominante. Elle est comprise entre 69,12 % (Lorient) et 93,75 % (Grand Cul-de-Sac) (Figure 81). Les valeurs d'évolution moyennes sont comprises entre +0,15 m à Petit Cul-de-Sac et +2,89 m à Cayes. Aussi, sur certains sites, le pied de plage a avancé (évolution >+4 m) sur une part non négligeable des transects, puisque cette dernière atteint 25 % à Cayes, près de 28 % à Lorient et plus de 30 % à Grand Fond (tableau 2). Par ailleurs, sur ces sites, la part des transects sur lesquels le pied de plage a reculé (évolutions <-4 m) est sinon nulle (0 % sur les sites de Cayes, Lorient et Grand Cul-de-Sac), du moins minimale (2,94 % à Lorient et 8,10 % à Petit Cul-de-Sac) (tableau 2). Le pied de plage a **essentiellement reculé sur 4 sites** (36,36 %) des côtes nord (Saint-Jean), sud (Grand Saline et Gouverneur) et ouest (Colombier) (Figure 81). La part des transects en recul est majoritaire sur 3 de ces sites, où cette dernière atteint 67,75 % (Gouverneur), 68,52 % (Saint-Jean) et 93,75 % (Grande Saline). Sur ces trois sites, les valeurs moyennes d'évolution sont respectivement de -4,45 m, -5,11 m et de -14,61 m (cette dernière valeur correspond à la plus forte valeur moyenne de recul du pied de plage à l'échelle de l'île). Sur le site de Colombier, bien que la valeur moyenne d'évolution de la position du pied de plage soit de -4,36 m (recul) sur la période, les transects se sont d'abord maintenus en position (64 %) et ont ensuite reculé (36 %). Enfin, sur ces 4 sites, les valeurs maximales de recul sont comprises entre -9,77 m à Gouverneur et -24,76 m à Grande Saline. Dans une moindre mesure enfin, le comportement du **pied de plage est dominé par une avancée** (évolutions >+4 m) sur 2 sites (18,19 %) des côtes nord (Flamands) et sud-est (Toiny). À Toiny, 73,17 % des transects ont avancé de plus 4 m sur la période d'étude alors que 26,83 % d'entre eux se sont maintenus en position. Par ailleurs, aucun transect de ce site n'a reculé (0 %). Sur cette plage, la valeur moyenne de progradation du pied de plage est la plus importante à l'échelle de l'île, puisqu'elle atteint +6,31 m. À Flamands, la part des transects ayant avancé est de 48,14 %. Les transects restants ont été à parts égales stables (25,93 %) et en recul (25,93 %), preuve d'une réponse très hétérogène du pied de plage sur ce site. Aussi, c'est sur le site de Flamands que nous avons détecté la plus forte variabilité du comportement de l'indicateur (PP), puisque son amplitude d'évolution s'étend de -26,70 m au minimum jusqu'à +35,86 m au maximum. Cette forte variabilité spatiale de la réponse du pied de plage s'exprime notamment d'est (recul) en ouest (avancée) avec une zone de transition au centre du site (où se situe l'intégralité des transects stables) (Figure 81).

Conclusion partielle

Variabilité de la réponse du pied de plage

La réponse du pied de plage aux houles cycloniques s'avère être très variable, à tel point qu'il s'avère difficile de dégager des modèles de réponse. Néanmoins, des tendances peuvent être identifiées à différentes échelles :

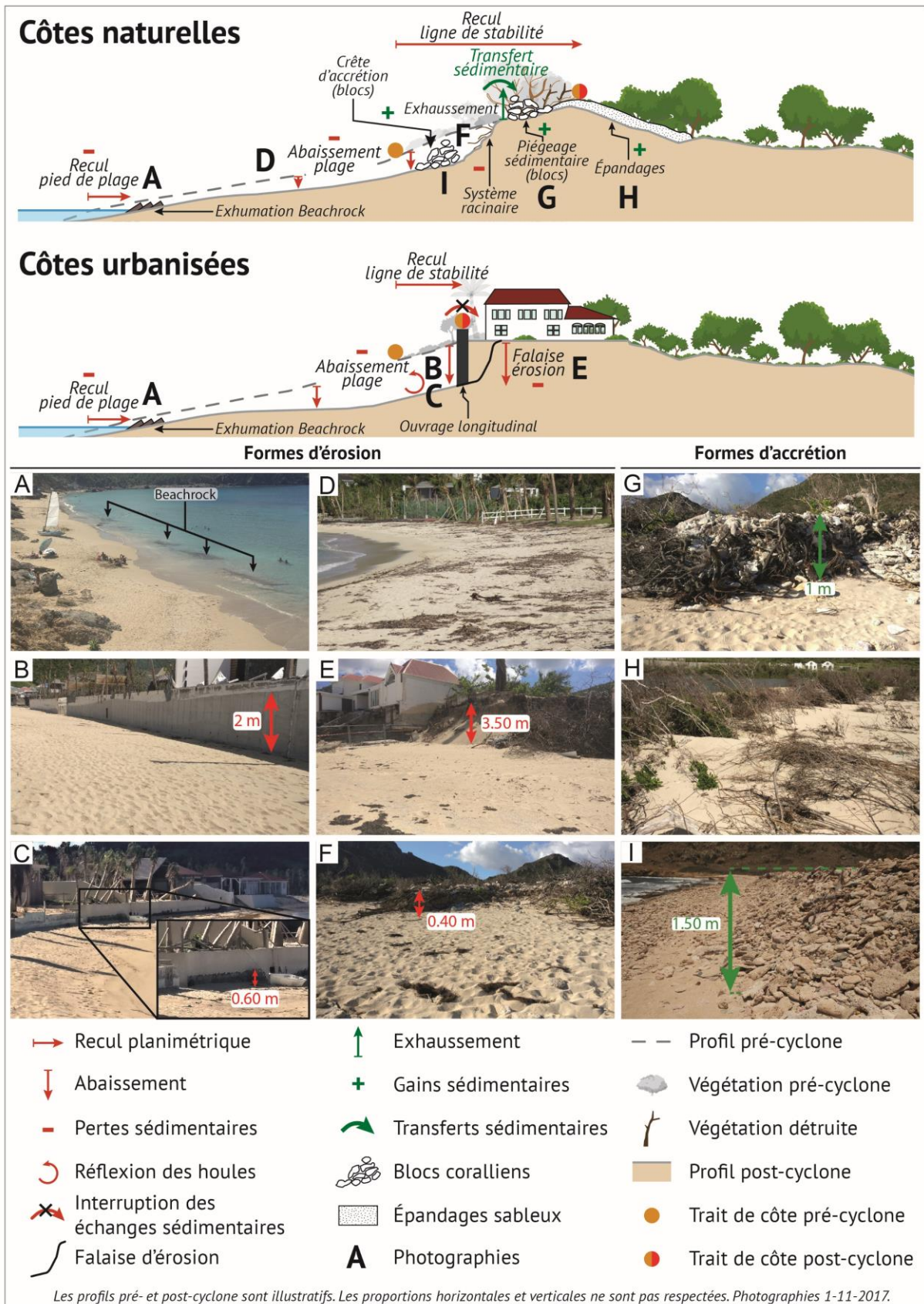
- **À l'échelle inter-sites** : le pied de plage s'est essentiellement maintenu en position (46 % des sites) tandis qu'il a, sur un nombre égal de sites, progradé ou reculé (27 % pour chacune des modalités de réponse).
- **À l'échelle intra-site** : le comportement du pied de plage est généralement homogène sur un même site (les transects évoluent majoritairement dans la direction des évolutions moyennes), mais se révèle parfois hétérogène, comme le montrent les parts fluctuantes des transects en progradation, stable ou en recul.

1.2. Réponses verticales des systèmes sédimentaires côtiers : synthèse

Sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, les cyclones tropicaux sont à l'origine de formes d'érosion et d'accrétion relevées sur les différents sites prospectés.

La présente section a pour objectif, sur la base d'une synthèse des publications émanant des travaux collectifs (à Saint-Martin, Duvat et al., 2019 et à Saint-Barthélemy, Pillet et al., 2019), de rendre compte des formes d'érosion et d'accrétion détectées sur le terrain et d'en démontrer la variabilité, tant en type (érosion/accrétion) qu'en intensité (nature et emprise) le long des systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy.

Figure 82 – (page suivante) Synthèse des formes d'érosion et d'accrétion générées par les cyclones de septembre 2017. Ces formes varient en nature, intensité et diversité selon le degré de naturalité des sites. Photographies : (A) Exhumation de dalles de beachrock sur le site de Colombier. (B) et (C) abaissement du niveau de la plage au-devant des structures longitudinales côtières sur les sites de Flamands et de Lorient, respectivement. (D) Abaissement du niveau de la plage limité sur les sites naturels, ici à Petit Cul-de-Sac où il n'excède pas 0,20 m. (E) Ouverture de falaises d'érosion dans les systèmes dunaires, ici à Flamands. La marque sur le mur témoigne de la position pré-cyclones de la dune. (F) Les falaises d'érosion présentent une hauteur moindre sur les plages adossées à des plaines littorales basses, ici à Grand Fond. (G) la végétation côtière indigène a favorisé l'accumulation de sédiment de laquelle résulte un exhaussement des parties supérieures des systèmes sédimentaires côtiers. (H) Dépôts sédimentaires sableux sur le cordon de Gibb's Bay résultant des processus d'overwashing et de franchissement. (D) Crête d'accumulation composée de débris et de blocs coralliens sur la plage de Grand Fond. Conception et réalisation : V.Pillet.



Formes d'érosion

Sur les deux îles, les formes d'érosion ont été détectées sur la plupart des sites prospectés lors de la mission post-cyclones. Au regard de l'intensité des houles et des vents cycloniques – générés notamment par Irma – les formes d'érosion sont fréquemment observées et sont essentiellement localisées sur la plage, le haut de plage et sur la dune, lorsque celle-ci est présente. Ces formes d'érosion présentent une forte variabilité, tant dans leur distribution que dans leur nature et leur intensité.

En bas de plage, les pertes sédimentaires se sont localement traduites par un recul du pied de plage entraînant l'exhumation de dalles de beachrock qui étaient recouvertes avant le passage des cyclones (leur couleur claire témoignant de leur exhumation récente) (Figure 82 A.). Ces dalles de beachrock ont par exemple été recensées sur les sites de Baie Longue et de Plum Bay (Ouest), sur la Baie Longue et la Baie Nettle (nord) et sur la Baie de Petites Cayes (nord-est) à Saint-Martin et à l'extrémité nord de Colombier (ouest, Figure 82 A), à Lorient (nord) et Grande Saline (sud) sur l'île de Saint-Barthélemy. Sur la plage, la soustraction de sédiments par les houles cycloniques s'est traduite par un abaissement de son niveau, détecté notamment grâce à certains marqueurs morphologiques et contextuels en haut de plage. Sur les côtes naturelles, les houles ont localement ouverts des falaises d'érosion tandis qu'elles ont mise à jour les fondations des constructions longitudinales côtières (murs de propriétés ou de protections, murs d'habitations) sur les portions de côtes aménagées. Au-devant des constructions longitudinales côtières, cet abaissement a été parfois conséquent. À Flamands par exemple (Saint-Barthélemy), les pertes sédimentaires se sont traduites par un abaissement de près de 2 m au-devant des murs verticaux (Figure 82 B). À Saint-Martin, cette valeur était de 1,60 m au maximum (Baie Rouge). Sur les côtes aménagées, les pertes sédimentaires ne sont pas toujours aussi conséquentes et l'abaissement qui en résulte est, par exemple, moindre sur les sites de Marigot ou de Lorient (Saint-Barthélemy), où il avoisine tout de même les 0,60 m (Figure 82 C) sur ces sites aménagés. Sur les sites ayant conservé un certain degré de naturalité, ces abaissements, lorsqu'ils ont été détectés, sont significativement moins importants et atteignent entre 0,20 m (Petit Cul-de-Sac, Saint-Barthélemy, Figure 82 D) et 0,40 m (Grand Fond, Saint-Barthélemy, Figure 82 F). Les houles cycloniques ont également ouvert des falaises d'érosion dans le haut de plage ou dans la dune (lorsque cette dernière était présente). La hauteur de ces falaises varie significativement selon le type de système sur lesquels on les retrouve et selon leur topographie. Sur les plages adossées à des plaines littorales basses ou sur les cordons de faible altitude, ces falaises ont, en haut de plage, une hauteur variant de 0,30 m à 0,80 m à Saint-Martin et de 0,20 m à 0,40 m à Saint-Barthélemy (Figure 82 F). Lorsqu'une dune se développe en haut de plage, la hauteur de ces falaises est significativement plus élevée. Elles atteignent entre 1 m et 4 m à Saint-Martin et jusqu'à 3,50 m à Saint-Barthélemy (sur les sites de Flamands et de Saint-Jean, notamment ; Figure 82 E). Les formes d'érosion sont plus rares sur l'arrière-plage. L'action des houles cycloniques a entraîné une destruction de la végétation côtière (révélée par la détection de l'évolution de la position de la ligne de stabilité) localement associé au décapage superficiel du sol (exhumation du système racinaire sur une largeur de 5 m à 40 m à Saint-Martin), par exemple sur les sites très

exposés de la Baie Orientale nord et sud et de la Baie de l'Embouchure, où des brèches et des chenaux transversaux ont aussi été relevés sur les cordons sableux.

1.2.2. Formes d'accrétion

Nous l'avons vu, les cyclones de septembre 2017 ont engendré sur les différents sites prospectés un certain nombre de formes d'érosion. Généralement, ces événements sont considérés comme destructeurs et érosifs. Or, les relevés de terrain permettent de démontrer que l'érosion n'a pas été la seule réponse des systèmes côtiers et que, localement, les cyclones jouent un rôle constructeur significatif. Sur certains sites, les cyclones ont contribué à l'alimentation du budget sédimentaire des systèmes côtiers et, plus localement, à l'exhaussement du haut de plage et de l'arrière-plage. À l'inverse des formes d'érosion, que l'on rencontre en bas de plage, sur la plage, le haut de plage et l'arrière-plage, les formes d'accrétion ont principalement été détectées sur les parties supérieures et internes des systèmes sédimentaires côtiers (haut de plage et arrière-plage).

Sur le haut de plage des sites naturels les plus exposés, les houles ont été le moteur de transferts sédimentaires (débris et blocs) transversaux depuis les récifs coralliens vers les plages. Ces transferts ont par exemple entraîné la formation de crête de plage et d'un rempart de tempête constitués de débris et de blocs coralliens sur le site de Petites Cayes à Saint-Martin. Sur le site de Grand Fond (Saint-Barthélemy), les houles cycloniques ont permis l'accumulation en crêtes de débris et de blocs coralliens émoussés (5 à 20 cm) sur la plage, formant une crête d'accrétion continue d'environ 1,50 m de hauteur sur une centaine de mètres de longueur (Figure 82 I). **Sur le haut de plage** des sites où la végétation indigène côtière a été préservée (c.-à-d. lorsqu'elle était présente en situation pré-cyclone et que l'homme ne l'a pas défrichée), cette dernière a permis, non seulement d'atténuer l'énergie des houles cycloniques en jouant le rôle de zone tampon, mais également de piéger la charge sédimentaire qu'elles transportaient. Par exemple, sur le site naturel de Grand Fond (Saint-Barthélemy), les amoncellements de débris et de blocs coralliens (30 à 60 cm) relevés dans la végétation résiduelle atteignent localement 1 m de hauteur (Figure 82 G) et participe significativement à l'exhaussement du haut de plage. Ces formes d'accrétion ont également été relevés sur les sites de Grand et Petit Cul-de-Sac et Toiny à Saint-Barthélemy ou à Petites Cayes (Saint-Martin). Lorsqu'elles sont présentes **sur l'arrière-plage**, les formes d'accrétion résultent de processus d'overwash (Figure 82 H). Ces nappes d'épandages sableux ont été détectées sur les deux îles et peuvent atteindre une distance importante depuis le trait de côte pré-cyclone (jusqu'à 125 m sur Simpson Bay ; Duvat et al., 2019), parfois jusqu'à atteindre la face interne des cordons sableux (Gibb's et Baie Rouge à Saint-Martin ; Toiny à Saint-Barthélemy). À Saint-Barthélemy, ces nappes d'épandages sont moins représentées et moins étendues (Petit Cul-de-Sac, Toiny ; jusqu'à 45 m max.). Sur les sites aménagés, ces épandages sableux sont rares et localisés (dans l'axe des accès à la plage ou sur les zones les plus basses, comme sur la piste de l'aéroport de Saint-Jean à Saint-Barthélemy). Lorsque le trait de côte est fixé par un ouvrage longitudinal faisant obstacle aux échanges sédimentaires transversaux, les formes d'accrétion sont inexistantes.

Ces exemples démontrent (1) que les cyclones tropicaux peuvent participer à alimenter le budget sédimentaire des systèmes côtiers et (2) qu'ils favorisent, sur une étendue temporelle très restreinte (de l'ordre de quelques heures dans ce cas), l'exhaussement de leurs parties supérieures (haut de plage et arrière-plage), notamment sur les sites naturels.

2. Facteur de variabilité des évolutions planimétriques à l'échelle intra- et interinsulaire : de l'influence de la trajectoire des systèmes cycloniques et de l'exposition des côtes

Comme nous l'avons exposé (1.1, p.285), les modalités de réponse des systèmes sédimentaires côtiers au contexte météo-marin perturbé associé aux cyclones de septembre 2017 sont caractérisées par un recul du trait de côte (LS) sur une large majorité des sites étudiés sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy entre février et septembre 2017 (39 plages sur les 42 étudiées, soit 93 % de l'échantillon). Cependant, nous l'avons vu sur les deux îles, l'intensité (NSM moyen) avec laquelle le trait de côte (LS) a reculé varie d'un site à l'autre. Toutefois, bien que les valeurs moyennes d'évolution soient hétérogènes à l'échelle insulaire (intra-îles et inter-sites), des modèles de réponse communs aux deux îles tendent à se dégager. Ces logiques communes s'expriment particulièrement à l'échelle des façades insulaires.

Comme nous l'avons mentionné précédemment, les façades des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy ont été soumises, lors du passage d'Irma, à des houles dont la hauteur significative est non homogène à l'échelle insulaire. Parmi les paramètres influençant le degré d'exposition d'un site ou d'une façade, nous retiendrons ici la trajectoire générale et les caractéristiques des cyclones. Ces derniers ont, de fait, une incidence directe sur (1) la hauteur significative maximale des houles et sur leur direction de provenance tout comme sur (2) l'intensité et la direction des vents. Aussi, les caractéristiques morphologiques générales du proche environnement des sites et des façades (présence d'îlets ou de récifs frangeant sur l'avant-côte ou de caps rocheux, par exemple...) peuvent avoir une influence significative sur les modalités de réponse des côtes. Cette section s'efforcera de proposer une analyse comparative aux échelles inter-îles et inter-façades. L'objectif est de démontrer que des modèles communs se dessinent selon le degré d'exposition des sites aux houles et aux vents cycloniques.

Pour évaluer les modalités de réponse du trait de côte en fonction du degré d'exposition aux houles cycloniques et à défaut de disposer de mesures *in situ* en temps réel, nous avons modélisé³⁸ la hauteur significative maximale et la propagation (direction) des houles générées par le cyclone Irma (parce qu'il a atteint son intensité maximale peu avant de toucher les deux îles - cat. 5 - et qu'il a indubitablement engendré les impacts les plus marqués). Les résultats issus de la

³⁸ La hauteur significative maximale et la direction des houles ont été obtenues avec le modèle SCHISM-WWL à une résolution de 100 m à la côte (Zhang et al., 2016 ; Duvat et al., 2019 ; Pillet et al., 2019). Les paramètres de marée, de vents et de champs de pression ont été intégrés au modèle. La modélisation a été réalisée par l'équipe LARGE de l'Université des Antilles. Une description détaillée de la modélisation est proposée dans les publications collectives Duvat et al., 2019 et Pillet et al., 2019.

modélisation nous permettent de discriminer les différentes façades des îles selon leur exposition aux houles cycloniques. En conséquence, nous distinguerons ici deux types de côtes pour notre analyse : les façades exposées et les façades abritées.

- **Les façades exposées** intègrent les sites au-devant desquels on rencontre les houles dont la hauteur significative maximale (Hs max.) a été la plus haute. C'est le cas notamment des côtes **nord-est** (où les houles ont atteint 4 à 6 m à Saint-Martin et 5 à 6 m à Saint-Barthélemy), **est** (4 à 6 m à Saint-Martin) et **sud-est** (4 à 6 m sur les deux îles) (Figure 83).
- **Les façades abritées** ont été soumises à des houles dont la hauteur significative maximale était moindre. Ces côtes abritées sont situées au **nord** (2 à 3 m à Saint-Martin et 3 à 4 m à Saint-Barthélemy), au **sud** (1 à 2 m sur les deux îles) et à **l'ouest** (2 à 3 m à Saint-Martin et 1 à 2 m à Saint-Barthélemy) (Figure 83).

Cette typologie, bien que sommaire au premier abord, permet en réalité de mettre en évidence une nette corrélation entre le degré d'exposition d'une part et l'intensité avec laquelle la ligne de stabilité a reculé lors du passage des cyclones tropicaux de septembre 2017. Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe IV - Tableau 1).

2.1. Un recul intense sur les côtes les plus exposées

Sur les deux îles, les plus fortes valeurs de recul ont été détectées sur les côtes les plus exposées (nord-est, est, sud-est). Si l'on considère les valeurs d'évolution moyenne par façade (moyennes des valeurs obtenues pour l'ensemble des transects des sites d'une même façade) – qui constituent un indicateur de l'intensité des changements – on notera que les côtes exposées montrent des valeurs de recul bien plus importantes que les côtes abritées. Ce constat s'applique aux deux îles.

Par exemple, sur l'île de **Saint-Martin**, la valeur moyenne de recul (LS) des sites de la **côte est** (9 plages) atteint -41,62 m sur la période d'étude. Sur ces sites, près de 37 % des transects utilisés (244 sur 669) ont des valeurs d'évolution comprises entre -20 et -50 m. Plus représentatives encore de l'intensité du recul du trait de côte sur cette façade, des valeurs d'évolution inférieures à -50 m ont été détectées sur plus d'un tiers des transects (249 transects), et l'indicateur (LS) a reculé de plus de 100 m sur 24 d'entre eux (près de 4 %) (Figure 83, Figure 84).

C'est également sur **la côte est de Saint-Martin**, sur le cordon de Baie Orientale (centre et sud), que l'on détecte la plus forte valeur de recul moyenne par site, qui atteint -68,28 m. Sur ce site, des valeurs inférieures à -2 m (recul) ont été détectées sur la totalité des 139 transects (Figure 80) et 85 d'entre eux (60 %) ont reculé de plus de 60 m, jusqu'à atteindre -135 m dans la partie sud du site. Bien que le site de Baie Orientale (centre et sud) montre la plus forte valeur moyenne de recul – qui s'explique principalement par le fait que 60 % des transects de cette plage aient reculé de plus de 60 m – c'est sur la plage de Cul-de-sac, toujours située à **l'est** de l'île, que la plus forte valeur de recul – tous transects confondus – a été détectée sur la période d'étude : elle y atteint près de -167 m. Par ailleurs, la valeur moyenne d'évolution à l'échelle du site atteint -66,81 m et plus de 98 % des transects ont reculé. Sur la **côte nord-est de l'île de Saint-Martin**, le recul de la ligne de stabilité est moindre mais reste important, puisqu'il atteint -21,49 m en

moyenne sur cette côte (Figure 83, Figure 84) où 47 % des transects ont connu des évolutions de position comprises entre -2 m et -20 m (54 sur 114) et où 50 % ont reculé de plus de 20 m, jusqu'à atteindre un recul maximal de -67,53 m (Figure 83, Figure 84). À Saint-Martin, ces deux façades (**est et nord-est**) concentrent aussi la totalité des sites (8) sur lesquels le recul a été l'unique réponse de la ligne de stabilité aux houles et aux vents cycloniques. Sur ces huit sites des côtes est (Baie Orientale centre et sud, Guana Bay, Gibb's Bay, Petite Baie et Baie aux Cayes) et nord-est (Bell Hill Beach, Petites Cayes et Baie de Petites Cayes), l'intégralité des transects est dans une situation de recul (évolution <-2 m) entre février et septembre 2017 (Figure 80). Sur les côtes est et nord-est, le recul moyen par site (LS) est compris entre - 9,11 m (Baie aux Cayes) à -68,28 m (Baie Orientale centre et sud).

Suivant cette même logique, les côtes les plus exposées de **Saint-Barthélemy (nord-est et sud-est)** sont de fait celles sur lesquelles on rencontre les plus fortes valeurs moyennes de recul (LS). Au **sud-est** d'abord (2 sites), où les houles ont atteint 4 à 6 mètres (Hs max.), le recul moyen est de -16,85 m (Figure 83, Figure 84), en faisant la côte sur laquelle le recul du trait de côte a été le plus important à l'échelle de l'île. Ici, des valeurs d'évolutions inférieures à -10 m ont été détectées sur près de 57 % des transects utilisés (63 transects sur 90), dont 25 transects pour lesquels l'évolution a été inférieure à -20 m (près de 28 % de l'ensemble des transects utilisés au sud-est). Au **nord-est ensuite**, les houles – bien que leur hauteur ait été plus importante (5 à 6 m Hs max.) que sur la côte **sud-est** – ont généré un recul moyen moindre ; il n'en reste pas moins significatif à l'échelle de l'île. Entre février et septembre 2017, le trait de côte (LS) a reculé de - 9,95 m en moyenne sur les 3 sites étudiés sur cette façade (Figure 83, Figure 84). Sur cette côte, 80 des 105 transects (76 %) utilisés ont reculé (évolution inférieure à -2 m) (Figure 83) ; 40 (38 %) renvoient des valeurs inférieures à -10 m (Figure 83), dont 16 (15 %) qui ont reculé de plus de 20 m sur la période d'étude.

À **l'échelle de l'île**, les plus fortes valeurs moyennes de recul se retrouvent sur les côtes exposées **sud-est et nord-est** (Figure 80). Au **sud-est** – et à l'échelle de l'île – c'est sur le site de Grand Fond que la ligne de stabilité a connu la plus forte valeur de recul moyenne, avec -18,39 m (100 % des transects en recul). Sur cette même façade, le trait de côte du cordon de Toiny a reculé en moyenne de - 15,01 m (90 % de transects en érosion). Au **nord-est**, les sites de Marigot et de Petit Cul-de-Sac sont marqués par un recul moyen respectif de -13,98 m et de -12,43 m. Sur le premier, la totalité des transects a reculé, tandis que cette situation concerne près de 92 % des transects sur le second. Le site de Grand Cul-de-Sac, au-devant duquel se développe un récif barrière, a quant à lui été exposé à une influence moindre des houles et des vents cycloniques, la ligne de stabilité ayant reculé en moyenne de - 6,66 m. Sur ce site, la réponse du trait de côte est hétérogène, puisque 44 % des transects ont été stables (évolutions comprises entre +2 et - 2 m sur la période) tandis que 56 % ont reculé.

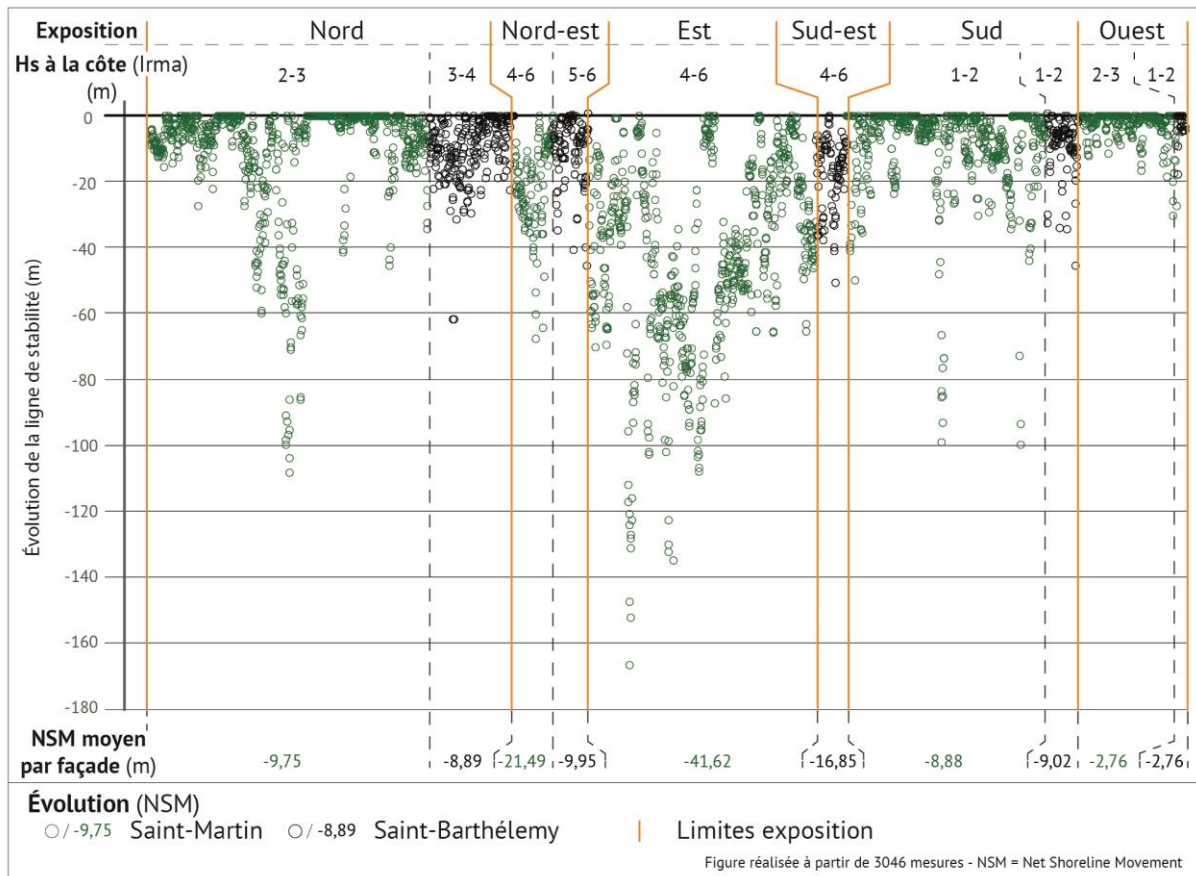


Figure 83 – Variabilité de la réponse du trait de côte (ligne de stabilité) aux cyclones de septembre 2017 selon l'exposition des sites aux houles. Chaque marque circulaire représente la valeur obtenue pour un transect donné (3046 mesures au total sur les deux îles) sur les sites étudiés à Saint-Martin (vert) et Saint-Barthélemy (noir). Les résultats ont été discriminés selon l'exposition des sites et sont présentés pour chaque façade dans l'ordre de succession des sites et des transects. La réponse de la ligne de stabilité est caractérisée par une forte variabilité spatiale qui s'exprime d'abord à l'échelle des îles (selon les façades) puis à l'échelle intra-façade. C'est sur les côtes les plus exposées des deux îles (est et nord-est à Saint-Martin et Sud-est à Saint-Barthélemy) que la ligne de stabilité a connu les plus fortes valeurs de recul.

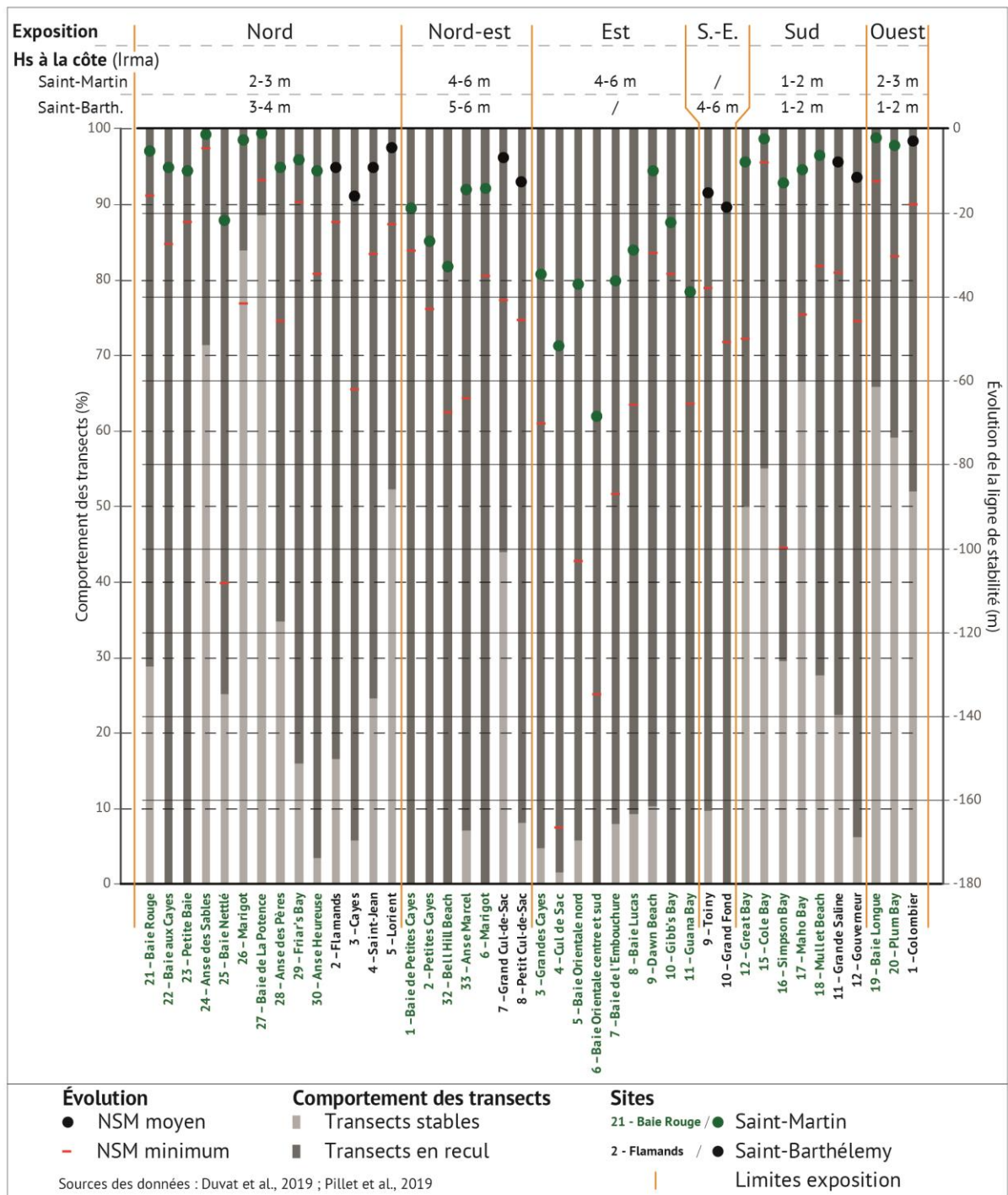


Figure 84 – Synthèse de la réponse du trait de côte (ligne de stabilité) et du comportement des transects sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy par façade. Les valeurs moyennes d'évolution de la position de la ligne de stabilité sur la période d'étude (février-septembre) varient selon la façade considérée et sont minimales au nord et au nord-est, où elles dépassent les -20 m. C'est sur ces côtes que les houles cycloniques ont atteint les plus fortes hauteurs significatives.

2.2. Moindre amplitude des évolutions sur les côtes en situation d'abri relatif

Sur les **côtes abritées** (nord, sud et ouest), c'est-à-dire celles qui ont été soumises à des houles cycloniques dont les hauteurs significatives maximales à la côte étaient les plus faibles à l'échelle de l'île, la réponse de la ligne de stabilité a été moins intense, bien que le recul (LS) reste le mode de réponse dominant du trait de côte si l'on considère le NSM moyen par façade. Toutefois, les résultats mettent en évidence un comportement de la ligne de stabilité plus hétérogène ; les transects stables (ceux dont l'évolution est supérieure à -2 m) occupent une part plus importante de l'échantillon. Aussi, sur les côtes abritées, les valeurs minimales de recul - qui donnent une information irréfutable sur l'intensité des changements - sont nettement inférieures à celles des côtes exposées.

Par exemple, les côtes **nord** (Hs 2-3 m), **sud** (Hs 1-2 m) et **ouest** (Hs 2-3 m) de **Saint-Martin** sont respectivement marquées par des valeurs d'évolution moyennes du trait de côte atteignant -9,75 m (10 sites), - 8,88 m (5 sites) et -2,76 m (2 sites) (Figure 83, Figure 84), ce qui est nettement en deçà des valeurs moyennes obtenues sur les côtes exposées. **Au nord**, 821 transects répartis sur 10 sites (tableau 1) ont été utilisés pour détecter les évolutions de la ligne de stabilité. Parmi eux, 466 sont en recul (56,76 %) et 355 ont été stables (43,24 %). Parmi les transects (466) en recul (évolutions inférieures à -2 m), 253 (30,82 %) ont reculé jusqu'à -10 m sur la période d'étude, 174 (21,19 %) ont évolué de -10 m à -50 m et 39 (4,75 %) ont connu un recul de plus de 50 m. Pour rappel, sur la côte nord, la valeur maximale de recul est de -108,22 m (Baie Nettlé, Figure 83, Figure 84). À l'inverse, 355 transects ont été stables sur la période (43,24 %). De plus, les valeurs d'évolution sont égales à 0 m sur 249 transects (30,32 %), signifiant que la position du trait de côte (LS) pré- et post-cyclone est strictement identique sur ces transects (figure 3, figure 4). **Au sud**, la valeur de recul moyenne atteint -8,88 m (Figure 83, Figure 84). Sur les 591 transects utilisés (répartis sur 5 sites), 346 ont des valeurs inférieures à -2 m (58,54 %) et seuls 12 transects (2,03 %) ont reculé de plus de 50 m (recul maximal atteint sur Simpson Bay avec - 99,79 m ; Figure 83, Figure 84). Bien que les transects en recul dominant les modalités d'évolution, la part des transects stables sur la période est non négligeable. Cette situation de stabilité de la ligne de stabilité a été détectée sur 245 transects (41,46 %). Parmi eux, 140 (23,68 %) montrent que le trait de côte (LS) a conservé sa position exacte (valeurs d'évolution égales à 0 m). Enfin, à l'**ouest** de l'île de Saint-Martin, cette notion de façade abritée prend tout son sens. Les deux sites étudiés sur cette côte ont été soumis à des houles dont la hauteur significative était de l'ordre de 2 à 3 m. Sur la période d'étude, l'évolution moyenne détectée sur ces deux sites est de -2,76 m (Figure 83, Figure 84), en faisant les sites sur lesquelles la ligne de stabilité a le moins reculé entre février et septembre 2017. Cette situation d'abri s'exprime également au travers du comportement des transects et par la part largement dominante des transects stables. Ces derniers représentent 63,10 % (183) des 290 transects utilisés sur ces deux sites. Aussi, des valeurs d'évolution égales à zéro ont été relevées sur 121 transects (41,72 % des 290 transects) (Figure 83). Le recul du trait de côte (LS) a été détecté sur une portion minime des transects : seuls 36,90 % des transects sont en érosion (107) (Figure 83, Figure 84).

À **Saint-Barthélemy**, les moyennes d'évolution obtenues sur les côtes **nord** (Hs 3-4 m), **sud** (Hs 1-2 m) et **ouest** (Hs 1-2 m) atteignent -8,89 m (4 sites), -9,02 m (2 sites) et -2,76 m (1 site), respectivement (Figure 83). Cependant, alors que sur l'île de **Saint-Martin** on relève un net contraste entre les valeurs d'évolution moyennes des côtes exposées et des côtes abritées (par exemple, -41,62 m en moyenne à l'est contre -2,76 m en moyenne à l'ouest ; Figure 83), la situation n'est pas aussi claire sur l'île de Saint-Barthélemy.

En effet, les côtes **nord et sud** de Saint-Barthélemy, pourtant atteintes par des houles dont la hauteur significative est inférieure aux côtes exposées (Figure 83), présentent sur la période d'étude des valeurs d'évolutions moyennes proches de celles que nous avons détectées sur les côtes nord-est et sud-est. De plus, le comportement des transects est caractérisé par une nette tendance au recul, puisque cette situation se retrouve sur 71,32 % (179 transects sur 251) et 83,33 % (75 transects sur 90) des transects utilisés sur les côtes nord et sud, respectivement (Figure 83, Figure 84). Aussi, c'est sur la côte nord que l'on retrouve les plus fortes valeurs de recul pour un transect à l'échelle de l'île (-61,82 m sur le site de Cayes, alors que la valeur de recul maximale sur les côtes exposées atteint -50,76 m à Grand-Fond ; Figure 83, Figure 84). Toutefois, **ce constat est nuancé au sud** par le fait que les transects en érosion n'ont connu qu'une amplitude de recul limitée puisqu'elle est supérieure à -10 m (comprise entre -2 m et -10 m) sur 65 % d'entre eux. De plus, bien qu'inférieure à celle des transects en recul, la part des transects stables sur la période n'en reste pas moins significative dans un contexte cyclonique (pour rappel, Irma a atteint la catégorie 5 juste avant de toucher les deux îles). Au nord de l'île par exemple, 28,68 % (72) des transects ont des valeurs d'évolution supérieures à -2 m et 12,75 % montrent que la ligne de stabilité s'est parfaitement maintenue en position (valeur égale à 0 m sur 32 transects) (Figure 83, Figure 84). Toutefois, et à l'image de l'île de Saint-Martin, c'est sur la côte ouest de Saint-Barthélemy que s'exprime réellement le contraste comportemental du trait de côte entre côtes exposées et abritées. D'abord parce que la valeur d'évolution moyenne sur cette côte est significativement faible dans un contexte cyclonique (NSM moyen de -2,76 m, Figure 83) mais aussi parce que le comportement de la ligne de stabilité est dominé par une tendance à la stabilité qui est relevée sur 52 % des transects utilisés sur cette façade (Figure 83, Figure 84).

Au regard des résultats obtenus, l'échelle des façades semble être la plus évidente pour discriminer des modèles de réponse en fonction du degré d'exposition des sites. Cette approche permet non seulement de dégager des grandes tendances aux échelles intra-île et inter-façades (contraste entre les faces exposées et abritées) lorsque celles-ci sont marquées (comme à Saint-Martin, notamment), mais aussi à l'échelle inter-îles (direction et intensité des évolutions comparables entre deux façades présentant un degré d'exposition similaire). Cette approche comparative aux échelles inter-façades et inter-îles permet également de mettre en évidence que la réponse du trait de côte (ligne de stabilité ici) n'est pas exclusivement commandée par le degré d'exposition des sites aux houles cycloniques – qui permet toutefois d'identifier des modèles de réponse – mais que d'autres facteurs sont à considérer pour expliquer la variabilité intra-site détectée. Afin d'expliquer les valeurs d'évolution aberrantes (en ce sens qu'elles vont soit à l'encontre de ce que l'on s'attend à détecter en termes de réponse du trait de côte dans un contexte cyclonique – par exemple, comment justifier de valeurs strictement égales à 0 – soit

qu'elles se distinguent des autres valeurs obtenues à l'échelle d'un site ou d'une façade— par exemple, comment expliquer des valeurs de recul importantes sur des côtes moins exposées), il conviendra également de prendre en compte les caractéristiques géomorphologiques du proche environnement (entre autres exemples, la présence d'îlets ou de récifs sur l'avant-côte, d'une pointe rocheuse à l'extrémité d'un site...) ainsi que la nature du trait de côte (caractère naturel ou artificiel de la ligne de stabilité), donc le degré d'anthropisation du site. Pour ce faire, nous proposons, dans la section suivante (p. 302), une analyse fine de la réponse des indicateurs de la position du trait de côte (ligne de stabilité et pied de plage) à partir d'une sélection de sites représentatifs étudiés sur l'île de Saint-Barthélemy.

3. Facteurs de variabilité des évolutions planimétriques et verticales à l'échelle intra-site : évaluation de l'influence des structures longitudinales côtières sur la réponse des systèmes sédimentaires de l'île de Saint-Barthélemy

Nous introduisons cette section en rappelant quelques éléments contextuels - justifiant notre étude de cas - et méthodologiques - utiles tant à la lecture de la Figure 85 et de la Figure 86, qu'à la compréhension de la démarche adoptée pour évaluer l'influence des perturbations anthropiques sur la réponse du trait de côte dans un contexte météorologique perturbé.

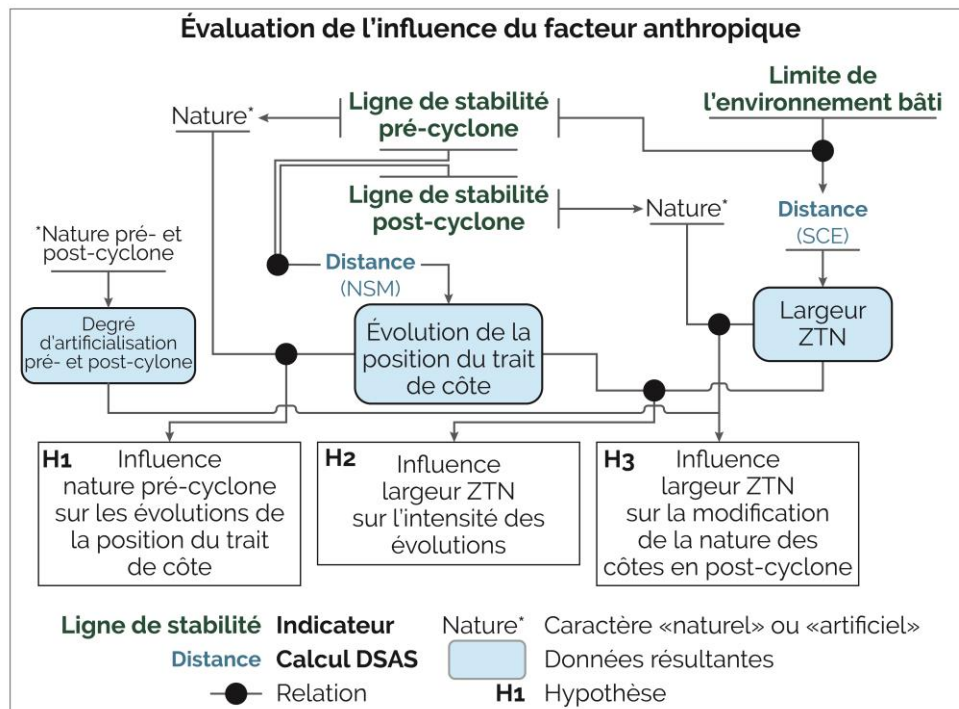
Précisons en préambule que cette démarche d'évaluation s'appuie sur une étude de cas basée sur l'île de Saint-Barthélemy et sur un échantillon de douze sites représentatifs des systèmes sédimentaires côtiers des deux îles. D'abord (1) parce que cet échantillon est constitué de plages adossées et de cordons (qui sont les deux grands types de systèmes sédimentaires côtiers rencontrés sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy), ensuite (2) parce que ces sites sont distribués sur les différentes façades de l'île et présentent, de fait, des degrés d'exposition aux houles et aux vents cycloniques différents et enfin (3) parce qu'ils présentent des degrés et des modalités d'anthropisation variables, allant des sites naturels (où la végétation indigène côtière a été préservée) aux sites ayant subi des modifications significatives (défrichement et remplacement de la végétation, artificialisation du trait de côte...).

La démarche méthodologique élaborée pour évaluer l'influence du facteur anthropique sur la réponse du trait de côte dans un contexte cyclonique est présentée en détail dans la section dédiée du chapitre Matériel et Méthode. Toutefois, l'encadré suivant reprend les principaux fondements de ce protocole.

Enfin, cette étude de cas repose sur trois hypothèses qui ont pour vocation à être vérifiées ici.

Ces hypothèses sont :

1. La réponse du trait de côte est fortement influencée par la nature pré-cyclonique de la ligne de stabilité
2. La distance entre les constructions côtières longitudinales et la position pré-cyclonique du trait de côte influence la réponse de la ligne de stabilité. Cette dernière joue un rôle particulièrement significatif lorsqu'elle est réduite à 30 mètres ou moins.
3. La présence de structures longitudinales dans une proche bande côtière implique une modification de la nature de la ligne de stabilité et augmente la part du linéaire côtier artificialisé en situation post-cyclonique.



Points clés du protocole méthodologique

- **Numérisation de la ligne de stabilité (LS)** pré- et post-cyclone
 - Réponse de la ligne de stabilité sous influence cyclonique
- **Caractérisation de la nature de la ligne de stabilité** (caractère naturel ou artificiel) :
 - Degré d'artificialisation des côtes (pré- et post-cyclonique)
 - Modalité de réponse du trait de côte selon sa nature pré-cyclone
- **Numérisation de l'indicateur « limite de l'environnement bâti » (LEB)** :
 - Largeur de la zone végétalisée non bâtie (distance LS pré-cyclone/LEB)
 - Réponse de la LS selon la largeur de la ZVNB (évaluation de l'influence du phénomène de compression côtière)
- **Origine de la végétation** (introduite / indigène / mixte) renseignée à l'échelle des sites.

Chaque information (réponse des indicateurs de la position du trait de côte, nature de la ligne de stabilité et largeur de la zone tampon) est spatialisée puis renseignée pour chacun des 561 transects utilisés sur l'île de Saint-Barthélemy.

Les résultats émergents de ce protocole sont synthétisés dans la Figure 85 et de la Figure 86.

3.1. La nature de la ligne de stabilité pré-cyclonique comme facteur de contrôle majeur à l'échelle locale

Les résultats obtenus montrent que la nature de la ligne de stabilité en situation pré-cyclones (naturelle/artificielle) joue un rôle prépondérant dans le contrôle de la **direction** (stabilité ou recul) et de **l'amplitude** (valeurs d'évolution maximales et minimales) des évolutions détectées. Les résultats présentés dans cette section sont détaillés en annexes (Annexe IV - Tableau 1).

À l'échelle de l'île, la ligne de stabilité a essentiellement reculé sur la période d'étude (février-septembre 2017). Cette situation de recul du trait de côte (évolution < -2 m) se rencontre sur 77 % (432) des transects (561), tandis que les 23 % (129) restants se sont maintenus en position. Cependant, si l'on considère la nature pré-cyclone de la ligne de stabilité (Figure 85 et Figure 86, ligne 3 – pré-cyclone), les résultats montrent que les portions de côtes naturelles (qui correspondent en situation pré-cyclone à 88,41 % des transects, soit 496 ; Tableau 14) ont répondu aux houles et aux vents cycloniques de manière fondamentalement différente que les côtes artificialisées (en situation pré-cyclone, cela représentait 11,59 % des transects, soit 65). Ce constat se vérifie d'abord par la direction des changements, reflété par les valeurs d'évolution moyenne sur la période. Les côtes naturelles sont essentiellement marquées par un recul de la ligne de stabilité (NSM moyen de $-11,22$ m), tandis que les côtes artificielles sont principalement caractérisées par un maintien de la position du trait de côte (NSM moyen de $-1,63$ m). Aussi, sur les côtes naturelles, des valeurs d'évolution inférieures à -2 m (recul) ont été détectées sur 85,08 % des 496 transects alors que le trait de côte (LS) s'est maintenu sur 14,92 % des transects (74). Cette tendance s'inverse sur les côtes artificielles, puisque 15,38 % (10) des transects seulement ont reculé, alors que 84,62 % ont été stables (55). De plus, les évolutions (LS) détectées sur les côtes naturelles sont caractérisées par une forte amplitude. Sur ces portions de côtes, les valeurs d'évolutions sont comprises entre $-0,73$ m et $-61,82$ m (Figure 87 A). Par ailleurs, sur ces côtes, la moitié (50 %) des valeurs d'évolution sont comprises entre -5 m et -15 m et 25 % des mesures sont incluses entre -15 m et près de -32 m (Figure 87 A). À l'inverse, sur les côtes artificielles, l'amplitude des changements de position de la ligne de stabilité est moindre, puisque ces derniers sont compris entre 0 m et $-20,82$ m (Figure 87 A). La réponse des côtes artificielles est caractérisée par une certaine homogénéité : 84,62 % des transects ont des valeurs comprises entre 0 et -2 m (Figure 87 A). De plus, la moitié (50 %) des valeurs obtenues sont strictement égales à 0 m, reflétant un maintien de la position du trait de côte. En réalité, ces transects où la ligne de stabilité a conservé sa position exacte correspondent aux portions de côte sur lesquelles les structures longitudinales ont résisté aux houles cycloniques. Ce constat est bien illustré sur les sites de Lorient, de Grand Cul-de-Sac et de Saint-Jean (Figure 85). Par exemple, le trait de côte (LS) a conservé sa position (NSM égal à 0) sur les transects artificialisés 17 à 28 et 76 à 85 à Lorient (NSM moyen de $-4,46$ m et 52,27 %³⁹ des transects stables), des transects 4 à 9 et 28 à 35 à Grand Cul-de-Sac (NSM moyen de $-6,66$ m et 44 %³⁹ des transects stables) et des transects 0 à 2 et 53 et 54 à Saint-Jean (NSM moyen de $-9,15$ m et 24,56 %³⁹ des transects stables) (Figure 85, barres 2 et 3 pré-cyclones). Cependant, les côtes artificielles ont, dans une moindre mesure, connu

³⁹ Ici, nous faisons référence aux transects utilisés sur les sites.

un recul de la position du trait de côte (LS) (détecté à hauteur de 15,38 % des transects artificiels, soit 10 transects sur 65). Le recul du trait de côte sur ces portions artificialisées en situation pré-cyclone est lié au démantèlement ou à la destruction des structures longitudinales côtières par les houles cycloniques. Ceci explique que la stabilité n'est pas l'unique modalité de réponse des côtes artificialisées et justifie également des valeurs aberrantes présentes sur la Figure 87 A. Cette situation se rencontre entre autres sur les sites de Flamands (transects 51 et supérieurs), Saint-Jean (transects 26 à 28) et de Grand Cul-de-Sac (transects 10 à 12 et 24 à 36), mais reste cependant peu représentative et limitée à quelques cas localisés, puisqu'elle ne concerne que 10 des 65 transects artificiels (15,38 % ; Tableau 14). Par extension, cette situation n'est rencontrée que sur 1,78 % des 561 transects à l'échelle de l'île.

Enfin, à l'échelle des sites (inter-sites), la réponse de la ligne de stabilité est caractérisée par une certaine hétérogénéité sur les sites les plus anthropisés (Figure 85), tandis qu'elle a été homogène sur les sites ayant conservé un certain degré de naturalité (Figure 86).

En effet, sur les premiers, bien que les valeurs NSM moyennes soient toutes inférieures à - 2 m (recul) et comprises entre -4,46 m à Saint-Jean et -16,01 m à Cayes, le rapport entre la part des transects stables et les transects en recul varie significativement d'un site à l'autre. Par exemple, à Lorient et Grand Cul-de-Sac, les parts des transects stables et en recul sont quasi-égales et atteignent respectivement 52 % et 48 % (Lorient) et 44 % et 56 % (Grand Cul-de-Sac) (Figure 85). À l'inverse, sur les sites Flamands, Cayes et Saint-Jean, la part des transects en recul est largement dominante et atteint respectivement 94,23 %, 75,44 % et 47,73 % (Figure 85).

Sur les seconds (sites naturels), outre le fait que les valeurs de NSM moyen soient également inférieures à -2 m sur tous les sites (entre -2,76 m et -18,39 m), les modalités de réponse de la ligne de stabilité sont caractérisées par une homogénéité inter-sites et intra-site qui se reflète dans la part des transects en recul. Cette dernière atteint entre 77,59 % à Grande Saline et 100 % à Grand Fond (Figure 86). Par ailleurs, un site naturel se détache de ce modèle de réponse puisque 52 % de ses transects ont été stables tandis que 48 % ont reculé (Colombiers, Figure 86). Cependant, au-delà de son degré de naturalité, sa localisation sur l'île (ouest, face abritée) explique probablement ce comportement.

Nom de la plage	Pré-cyclone					Post-cyclone				
	Longueur totale (m)	Naturelle		Artificielle		Longueur totale (m)	Naturelle		Artificielle	
		Longueur (m)	%	Longueur (m)	%		Longueur (m)	%	Longueur (m)	%
1. Colombier	338,73	338,73	100	0	0,00	331,94	331,94	100	0	0,00
2. Flamands	767,08	715,54	93,28	51,54	6,72	916,76	337,39	36,8	579,37	63,2
3. Cayes	670,77	606,28	90,39	64,49	9,61	1035,63	676,23	65,3	359,4	34,7
4. Saint-Jean	1135,6	812,98	71,59	322,62	28,41	1246,85	667,17	53,51	579,68	46,49
5. Lorient	1046,35	752,69	71,93	293,66	28,07	1222,33	492,71	40,31	729,62	59,69
6. Marigot	217,6	217,6	100	0	0,00	260,18	248,56	95,53	11,63	4,47
7. Grand Cul-de-Sac	760,57	613,33	80,64	147,24	19,36	1241,21	784,35	63,19	456,86	36,81
8. Petit Cul-de-Sac	467,15	467,15	100	0	0,00	822,98	737,3	89,59	85,68	10,41
9. Toiny	506,05	506,05	100	0	0,00	657,26	657,26	100	0	0,00
10. Grand Fond	635,01	635,01	100	0	0,00	722,23	619,36	85,76	102,86	14,24
11. Grande Saline	1263,53	1263,53	100	0	0,00	1161,57	1161,57	100	0	0,00
12. Gouverneur	424,45	424,45	100	0	0,00	470,97	470,97	100	0	0,00

Tableau 14 – Répartition des portions de ligne de stabilité naturelle et artificielle en situation pré- et post-cyclonique

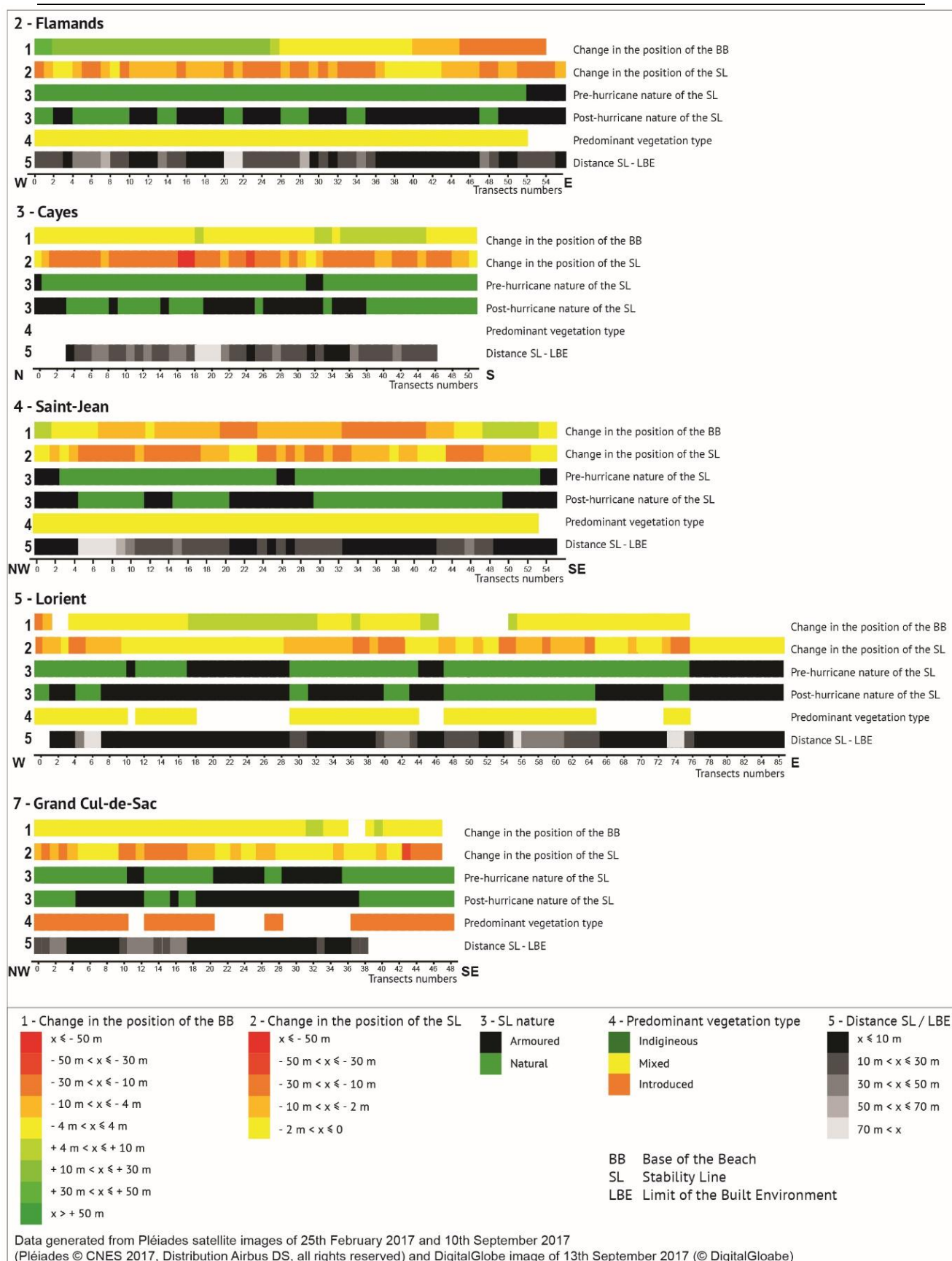


Figure 85– Synthèse des évolutions des indicateurs de la position du trait de côte sous l'influence des cyclone de septembre 2017 sur les sites aménagés de Saint-Barthélemy. Les lignes 1 et 2 représentent la réponses des indicateurs de la position du trait de côte (1, pied de plage et 2, ligne de stabilité). La ligne 3 renseigne sur la nature de la ligne de stabilité (naturelle ou artificielle) en situation pré- et post-cyclone. La ligne 4 renseigne, à l'échelle des sites, l'origine dominante de la végétation côtière en situation pré-cyclone. La ligne 5 correspond à la largeur de la zone végétalisée non bâtie, qui correspond à la distance séparant la ligne de stabilité pré-cyclone et la limite de l'environnement bâti. Cette figure est extraite sans modification de la publication Pillet et al., 2019.

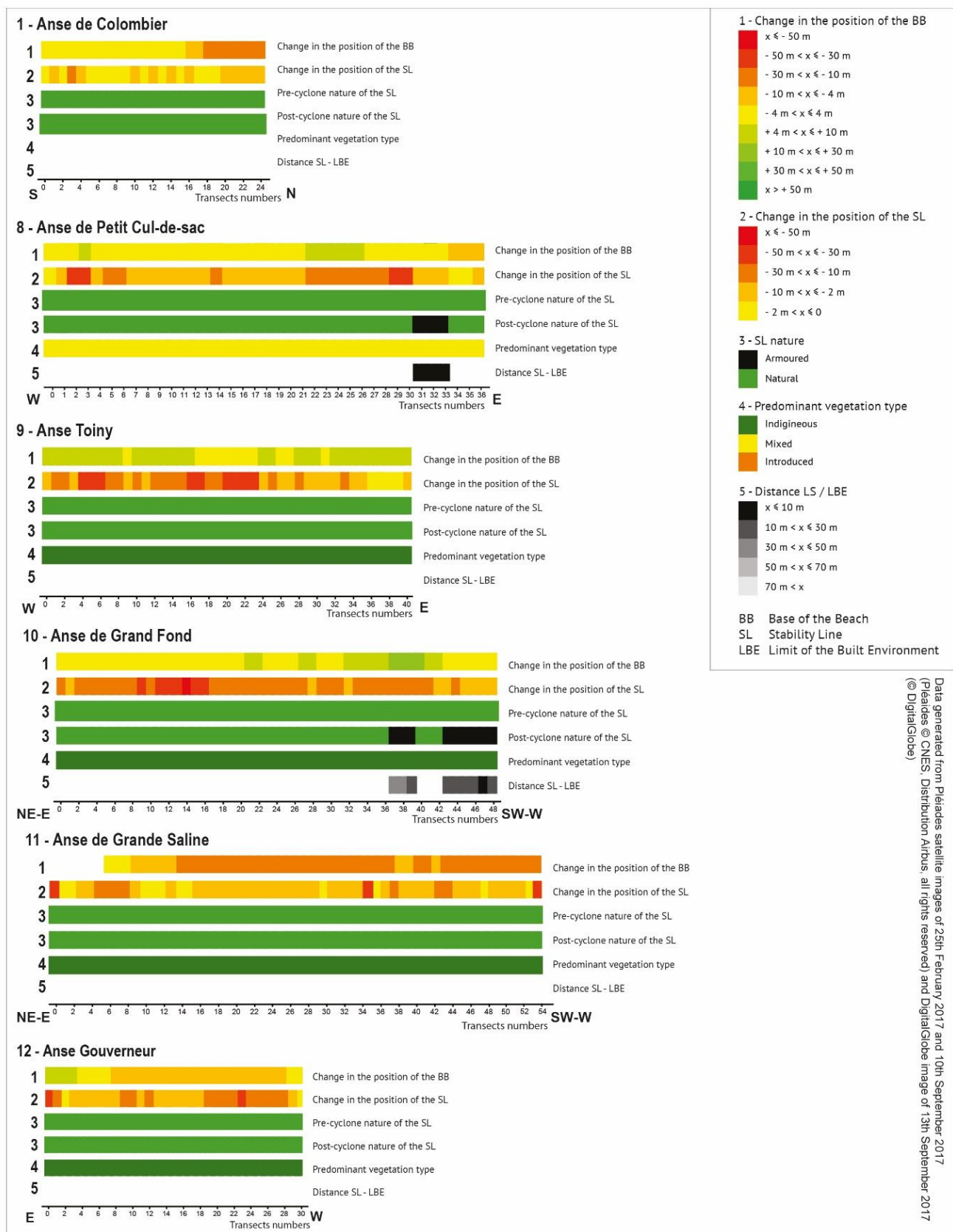


Figure 86 – Synthèse des évolutions des indicateurs de la position du trait de côte sous l'influence des cyclones de septembre 2017 sur les sites naturels de Saint-Barthélemy. Les lignes 1 et 2 représentent la réponse des indicateurs de la position du trait de côte (1, pied de plage et 2, ligne de stabilité). La ligne 3 renseigne sur la nature de la ligne de stabilité (naturelle ou artificielle) en situation pré- et post-cyclone. La ligne 4 renseigne, à l'échelle des sites, l'origine dominante de la végétation côtière en situation pré-cyclone. La ligne 5 correspond à la largeur de la zone végétalisée non bâtie, qui correspond à la distance séparant la ligne de stabilité pré-cyclone et la limite de l'environnement bâti. Cette figure est extraite sans modification de la publication Pillet et al., 2019.

3.2. Influence de la largeur de la zone végétalisée non bâtie

La relation entre l'évolution de la position du trait de côte (LS) et la largeur de la zone végétalisée non bâtie (ZVNB) a été évaluée sur la période d'étude. Pour rappel, la ZVNB correspond à la bande littorale dont les limites sont marquées par la position de la ligne de stabilité pré-cyclone (limite externe, vers l'océan) et par la Limite de l'Environnement Bâti (limite interne, côté terre). Sa largeur a été mesurée pour chaque transect.

Les résultats issus des tests statistiques mettent en évidence une forte corrélation entre l'évolution de la position de la ligne de stabilité et la largeur de la zone végétalisée non bâtie. Cette corrélation se vérifie plus particulièrement lorsque des constructions sont situées dans une bande côtière inférieure à trente mètres.

Sur les sites où aucune construction n'a été détectée en arrière-plage (notamment dans une bande côtière de trente mètres) et où la zone végétalisée non bâtie est par conséquent large, les valeurs de recul de la ligne de stabilité sont très dispersées et aucun modèle de réponse spécifique ne peut être identifié (Figure 87 B et C, « natural shoreline »). Les tests statistiques établissent le Tau de Kendall à -0,39 (valeur p comme étant inférieure à $3,62 \cdot 10^{-11}$) (Pillet et al., 2019), signe qu'aucune corrélation significative n'existe dans cette situation. Par conséquent, dans cette configuration (absence de construction dans une bande de trente mètres), la propension au recul de la ligne de stabilité (c'est-à-dire sa capacité de mobilité) ne semble être ni altérée, ni directement liée à la largeur de la ZVNB. Par ailleurs, sur ces sites, les paramètres contrôlant l'évolution de la position du trait de côte (LS) semblent être principalement définis par (1) l'exposition aux houles et aux vents cycloniques et par (2) l'étendue du système vers l'intérieur des terres (c'est-à-dire que plus un site sera étendu en arrière-plage, plus la ligne de stabilité a d'espace pour évoluer, et dans ce cas précis, à reculer).

Sur les sites les plus densément aménagés, le constat est tout autre et la relation entre la largeur de la ZVNB et l'évolution de la position du trait de côte (LS) se vérifie par une très forte corrélation (Figure 87 C, « artificial shoreline »). Cette dernière est maximale lorsque les constructions longitudinales sont situées à une distance inférieure ou égale à trente mètres de la ligne de stabilité pré-cyclone, distance sur laquelle les impacts des houles et des vents cycloniques ont été les plus marqués. Dans cette configuration le Tau de Kendall reflète une corrélation forte et significative puisqu'il atteint -0,84 avec une valeur p inférieure à 0,05 (valeur p inférieure à $-2,2 \cdot 10^{-16}$).

Sur les sites les plus densément aménagés, comme les sites de Flamands, Lorient et Grand Cul-de-Sac par exemple, la présence de structures longitudinales dans une bande côtière de trente mètres a également eu pour conséquence de limiter considérablement l'importance du recul de la ligne de stabilité. À Flamands, lorsque la ZVNB faisait moins de 30 mètres de largeur (dans cette configuration, sa largeur moyenne est de 9,65 m), la ligne de stabilité a reculé en moyenne de - 8,06 m alors que ce recul atteignait en moyenne -13,05 m lorsque la ZVNB avait une largeur supérieure à 30 m (largeur moy. de la ZVNB 53,85 m). À Lorient, ces valeurs de recul atteignaient respectivement - 2,85 m (largeur moy. de la ZVNB de 5,62 m) et -11,69 m (largeur moyenne de la ZVNB de 85,12 m), tandis qu'elles étaient de -3,27 m (largeur moy. de la ZVNB de

5,81 m) et -12,67 m (largeur moy. de la ZVNB de 139,09 m) à Grand Cul-de-Sac. Ces quelques exemples et les tests de corrélation démontrent l'importance de l'influence de la largeur de la ZVNB dans les valeurs de recul.

Néanmoins, bien que les structures longitudinales situées dans une bande de trente mètres aient limité le recul du trait de côte (LS), leur présence a entraîné une artificialisation croissante de la ligne de stabilité. En effet, l'action destructrice des houles et des vents cycloniques exercée sur la végétation côtière (qui constituait la ZVNB) située au-devant de ces structures a eu pour conséquence d'accroître la part du linéaire côtier rigidifié (Figure 87 D). Par exemple, à Flamands, la part du linéaire artificialisé (LS) est passé de 6,72 % avant les cyclones à 63,20 % après les cyclones (Figure 85, Tableau 14). Ce constat est similaire pour les sites de Cayes et Lorient où la part du trait de côte (LS) artificialisé passe de 9,61 % à 34,70 % et de 28,07 % à 59,69 %, respectivement (Figure 85, Tableau 14). Lorsque des structures longitudinales étaient situées à moins de 10 mètres du trait de côte pré-cyclone (dans cette configuration, la ZVNB a donc une largeur inférieure à 10 m), cela a presque systématiquement entraîné un basculement de la nature du trait de côte de naturel à artificiel. Flamand illustre bien ces propos, car la ZVNB était particulièrement étroite (17,83 m sur ce site avant le cyclone). Par exemple, on retrouve cette situation (basculement de naturel à artificiel lorsque la largeur de la ZVNB était inférieure à 10 m) sur les transects 10 à 13, 22 à 26, 36 à 47 (Flamands, Figure 85, lecture croisée des barres 3 pré- et post-cyclone et 5). On retrouve ce même processus sur le site de Lorient entre autres des transects 8 à 18, 31 à 39, 65 à 73 (Lorient, Figure 85, lecture croisée des barres 3 pré- et post-cyclone et 5).

Toutefois, il arrive dans de rares cas que la ligne de stabilité reste naturelle en situation post-cyclone en dépit du fait que la largeur de la ZVNB soit inférieure à 10 m. Ceci reste néanmoins rare, et ne se rencontre qu'à Saint-Jean (Figure 85, lecture croisée des barres 3 pré- et post-cyclone et 5 des transects 32 à 42) et Lorient (Figure 85, transects 52 à 54). Ce basculement de la nature des côtes sous l'influence des houles et des vents cycloniques est surtout actif jusqu'à une profondeur de trente mètres de la ligne de stabilité pré-cyclone. Au-delà de cette distance, la nature du trait de côte n'est pas modifiée, comme l'illustrent les sites de Cayes (transects 38 à 46) de Lorient (transects 47 à 65) et de Grand Cul-de-Sac (transects 0 à 4), entre autres.

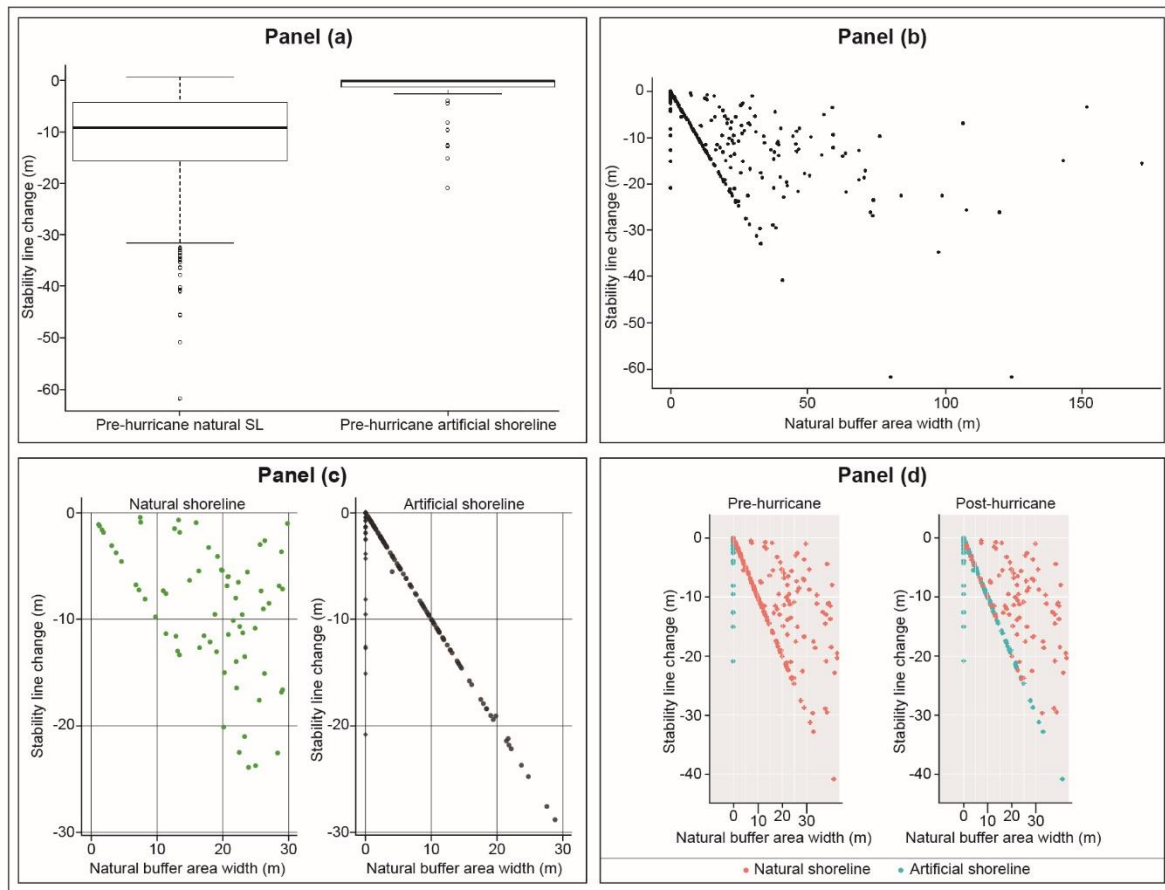


Figure 87 – Analyse statistique menée pour évaluer l’influence des structures longitudinales côtières sur la réponse des systèmes sédimentaires étudiés. (A) La ligne de stabilité a répondu de manière fondamentalement différente selon sa nature pré-cyclone. (B) La largeur de la zone végétalisée non bâtie a influencé la propension au recul de la ligne de stabilité, notamment lorsque des structures longitudinales ont été implantées à moins de trente mètres du trait de côte pré-cyclone. Dans ce cas, une forte corrélation est mise en évidence par les tests statistiques où le Tau de Kendall est de -0,84 (C). (D) À la suite de la destruction de la végétation côtière, la part du linéaire côtier artificiel a considérablement augmenté après le passage des cyclones, notamment lorsque des structures longitudinales étaient implantées dans une bande côtière de trente mètres. Cette figure est extraite sans modification de la publication Pillet et al., 2019.

Conclusion partielle

La nature de la ligne de stabilité contrôle la réponse du trait de côte

La **nature de la ligne de stabilité** en situation pré-cyclone est un **facteur de contrôle majeur** de la réponse du trait de côte aux houles et aux vents cycloniques. Bien que le trait de côte (LS) ait reculé sur tous les sites (valeurs NSM moyennes <-2 m) et que cette situation se rencontre sur 77 % des transects à l'échelle de l'île de Saint-Barthélemy, la réponse des côtes varie fondamentalement en fonction de leur nature :

- 85 % des transects naturels ont reculé et les valeurs moyennes de recul sont importantes (-11,22 m)
- 15 % des transects artificialisés ont reculé et les valeurs moyennes de recul sont limitées (-1,63 m)

La largeur de la zone végétalisée non bâtie influence l'intensité du recul du trait de côte

Les résultats issus des tests statistiques mettent en évidence une **forte corrélation entre l'évolution de la position du trait de côte** sous influence cyclonique **et la largeur de la zone végétalisée non bâtie** :

- **Sur les sites les plus densément aménagés**, cette corrélation est maximale, notamment où la ZVNB a une largeur inférieure ou égale à 30 m. Sur cette zone de 30 m, les impacts des houles et des vents cycloniques ont été particulièrement importants. Les résultats montrent également que la présence de structures longitudinales côtières dans une bande côtière de 30 m limite la dynamique du trait de côte (« *coastal squeeze* »).
- **Sur les sites naturels**, où aucune construction n'a été identifiée sur l'arrière-plage, cette corrélation est inexistante. Les valeurs d'évolution du trait de côte sont très dispersées et aucun modèle de réponse spécifique ne se distingue. Sur ces sites, la propension au recul est surtout contrôlée par (1) leur exposition aux houles et aux vents cycloniques, et (2) à l'étendue du système vers l'intérieur des terres (« *accomodation space* »).

Une faible largeur de la ZVNB favorise l'artificialisation des côtes

La destruction, par les houles et les vents cycloniques, de la végétation située au-devant des structures longitudinales situées à moins de trente mètres du trait de côte pré-cyclone entraîne une rigidification croissante des littoraux. Ce basculement de la nature des côtes est particulièrement vérifié si la ZVNB a une largeur inférieure à 30 m et est quasi-systématique lorsque celle-ci est inférieure à 10 m. Lorsque la ZVNB a une largeur supérieure à 30 m, la destruction de la végétation n'a pas entraîné de modification de la nature des côtes.

Les résultats montrent que **la réponse du trait de côte sur les portions artificialisées** est essentiellement conditionnée (1) par la présence de structures longitudinales côtières et (2) par leur résistance face aux houles cycloniques. Sur les **côtes naturelles**, la capacité de recul du trait de côte semble essentiellement définie par (1) l'extension des sites vers l'intérieur de l'île et (2) leur exposition aux houles et aux vents cycloniques.

Chapitre 11 | Réajustement post-cyclonique des systèmes sédimentaires côtiers : l'exemple de l'île de Saint-Barthélemy

L'un des questionnements scientifiques de ces travaux est de s'interroger sur les temporalités et les modalités de mise en place et d'aboutissement des processus de réajustement des systèmes sédimentaires côtiers. Ce chapitre propose d'aborder la question du réajustement des plages sur une période de dix mois après le passage des cyclones. Cette période offre une étendue temporelle suffisamment longue pour détecter la mise en place des processus de réajustement. Pour ce faire, nous proposons de centrer notre étude sur les systèmes sédimentaires côtiers de l'île de Saint-Barthélemy. Elle portera sur 10 des 12 sites sur lesquels nous avons détecté les impacts des cyclones. Ici, et en raison de la mauvaise qualité des images satellites, les sites de Grande Saline et de Gouverneur, tous deux situés au sud de l'île, ne seront pas traités. S'y ajoute le site de Marigot pour le pied de plage.

Le réajustement des systèmes sédimentaires côtiers de l'île de Saint-Barthélemy a été évalué selon deux dimensions. La première concerne les évolutions planimétriques. Elle consiste à savoir si les indicateurs de la position du trait de côte montrent ou non des signes de réajustement sur la période d'étude (septembre 2017-juillet 2018, 10 mois). La seconde concerne les évolutions verticales des systèmes sédimentaires côtiers, évaluées lors d'une mission réalisée sur le terrain au mois de juillet 2018. Les sites prospectés début novembre 2017 l'ont de nouveau été afin de produire des données spatialisées et comparables. De fait, nous sommes en mesure de produire un diagnostic qualitatif du réajustement vertical des sites, et ce en dépit du fait qu'aucune donnée topographique pré – et post-cyclone ne soit disponible.

La question du réajustement planimétrique consiste à savoir si le trait de côte a recouvré sa position pré-cyclone. En d'autres termes, le recul du trait de côte (notamment pour la ligne de stabilité, LS) attribuable aux houles et aux vents cycloniques est-il compensé, ou non, par son évolution entre septembre 2017 et juillet 2018? Il convient toutefois d'adopter une lecture croisée entre les réajustements planimétriques et verticaux, les deux étant fondamentalement liés. Ceci sera particulièrement vrai pour interpréter l'évolution de la position du pied de plage (PP), dès lors que son recul exprimera un réajustement effectif du système côtier seulement s'il est concomitant avec une sédimentation sur la plage ou les parties supérieures du système sédimentaire, marqueur d'échanges transversaux. Aussi, sur les sites les plus aménagés, sans toutefois s'y limiter, l'homme, au travers de stratégies de réponse peut interagir avec les processus de réajustement naturels – qu'ils soient planimétriques ou verticaux. Cette étude permettra d'en évaluer les conséquences.

Ainsi, nous présentons d'abord les résultats issus de l'effort de détection de l'évolution des indicateurs de la position du trait de côte (LS et PP), permettant d'évaluer le réajustement planimétrique du système. Ensuite, nous proposons une synthèse des observations réalisées sur le terrain en juillet 2018, permettant cette fois d'évaluer le réajustement vertical des sites étudiés. Enfin, en nous basant sur quelques exemples représentatifs, nous évaluons les interactions qui existent entre les processus de réajustement naturel (planimétriques et verticaux) et les modalités de réponse anthropiques à un contexte de forte exposition aux aléas météo-marins extrêmes.

1. Réajustement planimétrique des systèmes sédimentaires côtiers

Le réajustement planimétrique a été évalué sur dix sites répartis sur les faces ouest, nord, nord-est et sud-est de l'île de Saint-Barthélemy. Les résultats présentés ici mettent en lumière la réponse des indicateurs du trait de côte sur une période de 10 mois (septembre 2017-juillet 2018), durant laquelle aucun événement météo-marin de forte intensité n'a touché cette île.

1.1. Évolution et réajustement de la position de la ligne de stabilité

1.1.1. Évolution de la position de la ligne de stabilité

Les résultats présentés dans cette section se réfèrent au

Tableau 15.

Entre septembre 2017 et juillet 2018, la ligne de stabilité a en premier lieu progradé sur une majorité des sites (évolution moyenne $> +2$ m). Cette situation se retrouve sur 7 sites (70 % de l'échantillon) (Cayes, Saint-Jean, Marigot, Grand et Petit Cul-de-Sac, Toiny et Grand Fond ; Figure 88). Sur ces sites (7), les valeurs moyennes d'évolution (NSM moyen) n'excèdent cependant pas les +8 m sur la période et elles sont comprises entre +2,33 m (Grand Cul-de-Sac) et +7,99 m (Marigot). Aussi, l'avancée de la ligne de stabilité concerne entre 30 % (Grand Cul-de-Sac) et 81,64 % (Grand Fond) des transects, et n'est majoritaire que sur les sites de Cayes (61,54 %), Marigot (77,78 %), Toiny (53,66 %) et Grand Fond (81,64 %). Sur les 3 autres sites où le NSM moyen est supérieur à + 2 m sur la période (progradation), la majorité des transects a été stable (valeurs d'évolution comprises entre -2 m et +2 m) ; ces derniers représentent 46,94 %, 64 % et 56,76 % des transects à Saint-Jean, Grand Cul-de-Sac et Petit Cul-de-Sac, respectivement. Par ailleurs, les valeurs d'évolution par transect sont très dispersées sur ces 7 sites, puisqu'elles sont comprises entre -30,76 m (Saint-Jean) et +53,39 m (Cayes).

En second lieu, la ligne de stabilité a été stable sur 3 des 10 sites étudiés (30 % de l'échantillon) où l'évolution moyenne sur la période est de +0,54 m, +0,73 m et +1,64 m à Lorient, Colombier et Flamands, respectivement (Figure 88,

Tableau 15). Sur ces sites, le trait de côte (LS) s'est d'abord maintenu en position (stable) à hauteur de 75 %, 72 % et 74,08 % des transects et a ensuite progradé sur 14 %, 20 % et 22,22 % des transects, respectivement.

Enfin, aucun site n'est concerné par un recul moyen de la position de la ligne de stabilité entre septembre 2017 et juillet 2018. Toutefois, mais cela reste minoritaire à l'échelle de l'île, le trait de côte (LS) a localement reculé (recul maximal atteint sur Saint-Jean avec - 30,76 m). Cette situation de recul concerne une part minime des transects, puisqu'elle a été détectée sur 2,04 % (Grand Fond) à 9,09 % (Lorient) d'entre eux. Par ailleurs, à l'échelle de l'île, le recul du trait de côte (LS) a été détecté sur 26 des 463 des transects utilisés sur cette période, soit seulement 5,62 %.

Bien que sur cette période de dix mois la ligne de stabilité ait essentiellement progradé, comme nous le montrent (1) les valeurs d'évolution moyennes par site et (2) la part des transects

sur lesquels les évolutions sont supérieures à +2 m, cela signifie-t-il nécessairement que le trait

Exposition	Sites Nom de la plage et type	Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM min. (m)	NSM max. (m)	Transects en progradation		Transects stables		Transects en recul	
						Nb.	%	Nb.	%	Nb.	%
Nord	2 – Flamands (PA)	54	1,64	-5,63	23,62	12	22,22	40	74,08	2	3,70
	3 – Cayes (PA)	52	7,80	-2,45	53,39	32	61,54	19	36,54	1	1,92
	4 – Saint-Jean (CL)	49	3,20	-30,76	20,65	22	44,90	23	46,94	4	8,16
	5 – Lorient (PA)	88	0,54	-11,5	15,19	14	15,91	66	75,00	8	9,09
Nord-est	6 – Marigot (PA)	18	7,99	-0,34	29,24	14	77,78	4	22,22	0	0,00
	7 – Grand Cul-de-Sac (CL)	50	2,33	-8,14	19,69	15	30,00	32	64,00	3	6,00
	8 – Petit Cul-de-Sac(CL)	37	5,96	-6,82	40,17	14	37,84	21	56,76	2	5,40
Sud-est	9 – Toiny (CL)	41	7,15	-5,30	33,02	22	53,66	16	39,02	3	7,32
	10 – Grand Fond (PA)	49	5,53	-2,20	23,58	40	81,64	8	16,32	1	2,04
Sud	11 – Grande Saline (CL)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	12 – Gouverneur (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ouest	1 – Colombier (PA)	25	0,73	-3,68	12,02	5	20,00	18	72,00	2	8,00

de côte (LS) a recouvert sa position pré-cyclone, synonyme de réajustement planimétrique ?

Tableau 15 – Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les plages de Saint-Barthélemy entre septembre 2017 et juillet 2018. N.B. : la marge d'erreur pour la ligne de stabilité est de +/- 2 m.

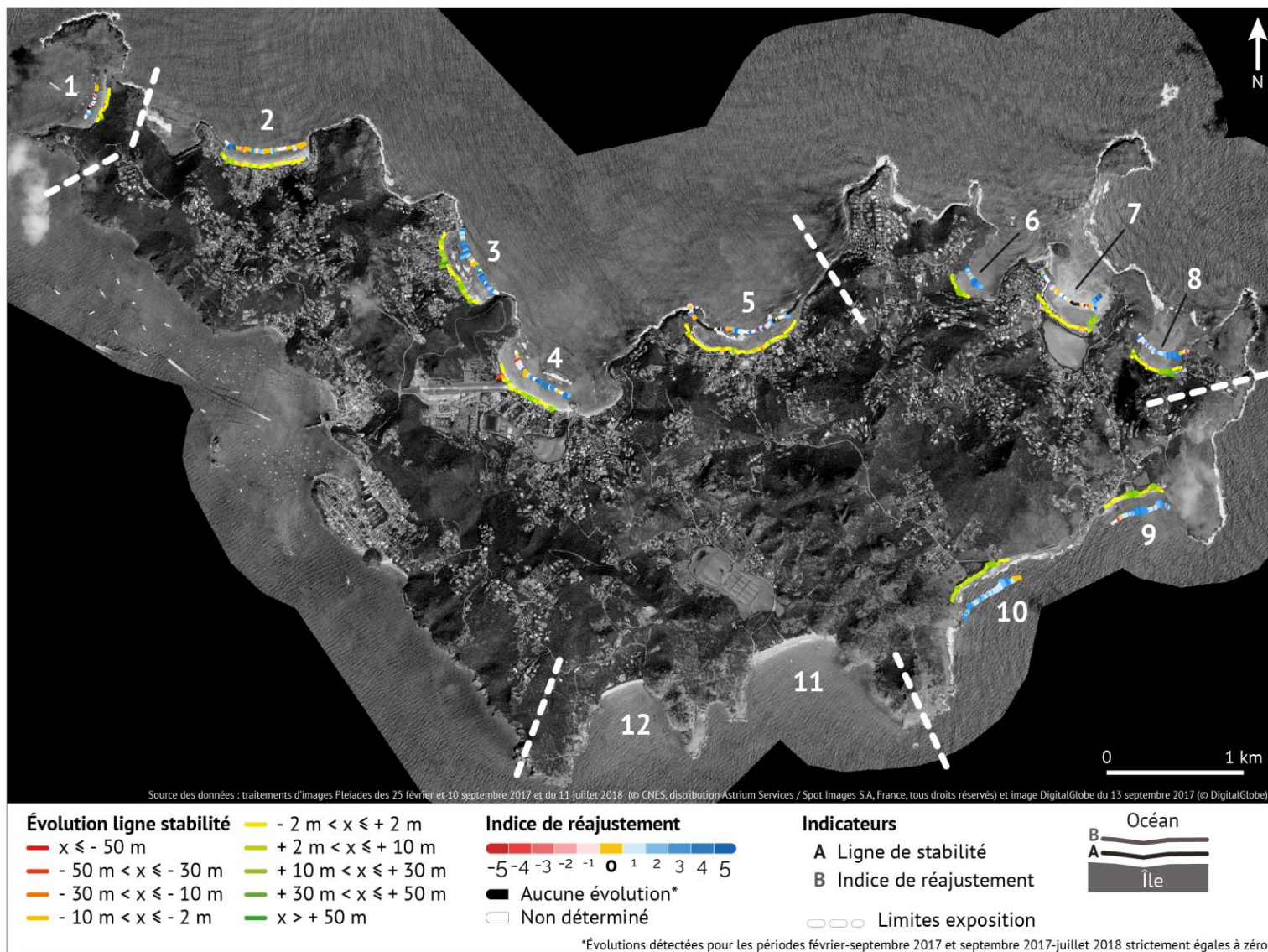
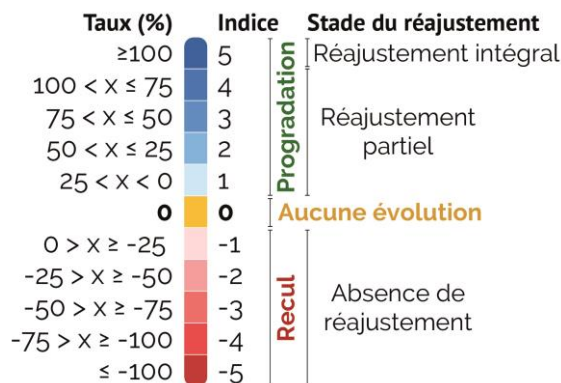


Figure 88 – Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les plages de Saint-Barthélemy sur une période de dix mois (septembre 2017-juillet 2018) et indice de réajustement associé à chaque transect. La ligne de stabilité n'a recouvré sa position sur aucun site, bien que son évolution soit caractérisée par une forte variabilité à l'échelle intra- et inter-sites.

Rappels méthodologiques

La détection de l'évolution de la position de la ligne de stabilité a permis de calculer le taux de réajustement. Ce dernier correspond au rapport entre les valeurs d'évolution sur la période sous influence cyclonique (février-septembre 2017) et les changements sur la période de 10 mois (septembre 2017-juillet 2018) ayant succédé. Ce taux de réajustement a permis d'élaborer un indice de réajustement échelonné sur onze classes (de - 5 à + 5)



Les résultats montrent que, sur une période de 10 mois après le passage des cyclones de septembre 2017 sur l'île de Saint-Barthélemy, la ligne de stabilité n'a recouvré sa position pré-cyclones sur aucun des sites étudiés. En effet, la comparaison des valeurs d'évolution moyennes sur les périodes février-septembre 2017 et septembre 2017 – juillet 2018 montre que les processus de réajustement planimétrique ont certes été amorcés au cours des 10 mois de la période, mais qu'ils demeuraient non achevés en juillet 2018.

Le taux de réajustement moyen de la ligne de stabilité est compris entre 12,11 % à Lorient, où le trait de côte (LS) a progradé en moyenne de +0,54 m entre septembre 2017 et juillet 2018 alors qu'il avait reculé de -4,46 m sur la période précédente et 57,15 % à Marigot, où le recul moyen de la LS de -13,98 m (févr. - sept. 2017) a été partiellement compensé par une avancé de +7,99 m sur la période suivante (sept. 2017 - juill. 2018) (Figure 89,

Tableau 15). L'indice de réajustement (IR) moyen est compris entre 1 et 3 (taux de réajustement supérieur à 0 % et inférieur à 75 %) pour l'ensemble des sites. Le taux de réajustement moyen est faible sur les sites de Flamands et de Lorient, où il atteint 18,24 % et 12,11 %, respectivement (IR 1) (Figure 89). Par ailleurs, 7 sites (Colombiers, Cayes, Saint-Jean, Grand et Petit Cul-de-Sac, Toiny et Grand Fond) ont un taux de réajustement compris entre 25 et 50 % (IR de 2) (Figure 89). À l'échelle de l'île, le site de Marigot présente le taux de réajustement le plus élevé (57,15 % ; IR de 3) (Figure 89).

Toutefois, ces taux d'évolution – dont le calcul est basé sur les NSM moyens des deux périodes d'études – ne permettent pas de mettre en évidence toute la diversité des modalités de réponse du trait de côte au cours de ces dix mois. Effectivement, que ce soit aux échelles inter- ou intra-sites, le comportement de la ligne de stabilité est caractérisé par une variabilité spatiale marquée. Si l'on considère non plus les taux de réajustement moyens par site, mais ceux par

transect, on constate que la majeure partie d'entre eux reflète une avancée de la position de la ligne de stabilité, sans toutefois compenser entièrement le recul de la période sous influence cyclonique.

D'abord, sur les 376 transects utilisés, 233 (61,97 %) ont des taux de réajustement supérieurs à 0 % et inférieurs à 100 % (IR compris entre 1 et 4). Ces transects ont, à hauteur de 35,90 % (des 376 transects) des IR de 1 (19,42 %) et 2 (19,69 %), reflétant des taux de réajustement compris entre 0 % (exclu) et 50 % (Figure 88, Figure 90 A). Aussi, 26,06 % des transects ont des taux de réajustement compris entre 50 et 100 % (14,36 % ont des IR de 3 et 11,70 % de 4) (Figure 88, Figure 90 A). Ces résultats démontrent que le réajustement de la position de la ligne de stabilité n'a été que partiel sur cette période de 10 mois.

Si le réajustement est incomplet sur la majorité des transects, la ligne de stabilité a cependant recouvré sa position pré-cyclone sur un nombre restreint de transects, pour lesquels le taux de réajustement est égal ou supérieur à 100 % (indice de réajustement de 5). Cette situation se rencontre sur 4,52 % des transects (17/376) (Figure 88, Figure 90 A), où les taux d'évolution sur la période, compris entre 100,65 % et 416,83 % (dans la partie ouest de Flamands, Figure 89), reflètent un réajustement total (si le taux est supérieur à et proche de 100 %), voire une progradation de la LS supérieure aux pertes induites par les cyclones (Figure 89).

Néanmoins, sur un tiers des transects, où les taux d'évolution sont inférieurs ou égaux à 0 % (IR de 0 à -5), le trait de côte (LS) ne montre aucun signe de réajustement planimétrique (126 transects, 33,51 %). Parmi ces transects, la plupart ont un IR de 0. C'est-à-dire que leur taux d'évolution est strictement égal à zéro sur la période (Figure 88, Figure 89), signe d'un maintien de leur position post-cyclone (NSM = 0 m). Cette situation se rencontre sur 19,42 % des transects (Figure 90 A). Ces transects ont – pour partie – été identifiés comme correspondant aux portions de côte dont la nature a été modifiée à la suite du passage des cyclones de septembre 2017. Nous l'avons vu dans le chapitre précédent (p.302), le recul de la ligne de stabilité a eu pour conséquence, sur les sites les plus aménagés, d'accroître la part du linéaire côtier artificiel (c'est-à-dire fixé par un ouvrage ou un aménagement longitudinal). Alors que ces portions de côte ont reculé sur la période précédente en raison de la destruction de la végétation se développant au-devant des structures longitudinales situées dans une proche bande côtière (<30 m), elles sont restées strictement stables (NSM = 0) sur la période septembre 2017 – juillet 2018 du fait de leur caractère rigide. Aussi, 59 des 73 transects (81 %) dont le taux de réajustement est égal à 0 sont situés sur les sites les plus aménagés (Flamands, Cayes, Saint-Jean, Lorient, Marigot et Grand Cul-de-Sac).

À ces transects strictement stables, s'ajoutent ceux sur lesquels nous avons détecté un taux d'évolution négatif sur la période d'étude. Bien que minoritaires, ces transects représentent tout de même 14,09 % de l'échantillon (53/376) (Figure 90 A). Pour ces 53 transects, l'IR est compris entre -1 et -5 et les taux de réajustement compris entre -0,07 % à Cayes et - 1771,35 % à Grand Cul-de-Sac (Figure 89).

Aussi, sur ces transects, la ligne de stabilité a connu des valeurs d'évolution comprises entre 0,57 m et -31,13 m entre février et septembre 2017 (Figure 90 B). Par ailleurs, le recul de ces

transects durant la période sous influence cyclonique a été sinon faible (28 transects sur 53 montraient des valeurs de recul n'excédant pas les -10 m, soit 52,82 %), du moins limité (6 transects ont reculé de plus de 20 m, jusqu'à atteindre -31,13 m au plus, soit 11,32 %) (Figure 90 B) par rapport aux transects pour lesquels l'IR est compris entre 1 et 5 (sur la période sous influence cyclonique, 34,40 % des transects ont reculé entre -2 m et -10 m ; 22 % ont reculé de plus de 20 m, jusqu'à atteindre -61,82 m) (Figure 90 B). Autrement dit, les IR égaux à 0 ou négatifs se rencontrent essentiellement les portions de côte sur lesquelles la ligne de stabilité a connu un recul n'excédant pas les -30 m entre février 2017 et septembre 2017 (Figure 90 B). Cette situation (IR = 0) reflète la présence de structures longitudinales côtières – lesquelles correspondent à la position du trait de côte post-cyclonique – au-devant desquelles la végétation côtière ne s'est pas redéveloppée sur la période de 10 mois ayant succédé aux cyclones de septembre 2017. Alors qu'une bande de végétation se développait au-devant de ces structures en situation pré-cyclones, cette dernière a été détruite par les houles et les vents cycloniques ; en situation post-cyclones, le trait de côte est passé d'un état naturel et mobile à un caractère artificiel et rigide. La végétation alors absente n'a pu recoloniser le haut de plage.

Enfin, dans un nombre limité de cas, la ligne de stabilité s'est parfaitement maintenue en position sur les deux périodes d'étude (valeurs d'évolution strictement égales à 0) (Figure 88). On retrouve cette situation sur 39 transects à l'échelle de l'île (lesquels ne sont pas inclus dans les 376 transects, puisqu'il ne ferait pas sens de parler de réajustement pour ces cas particuliers), représentant 8,42 % des 463 transects utilisés à l'échelle de l'île. Une analyse qualitative fine basée sur l'interprétation des images satellites permet d'affirmer que ces transects correspondent tous à des structures longitudinales côtières ayant conservé leur intégrité après le passage des cyclones. D'ailleurs, 30 d'entre eux sont situés sur le site de Lorient, où la part du linéaire côtier artificialisé atteignait près de 60 % en septembre 2017 (Figure 88, Figure 89 des transects 210 à 230 et 280 à supérieur du site 5, Tableau 14).

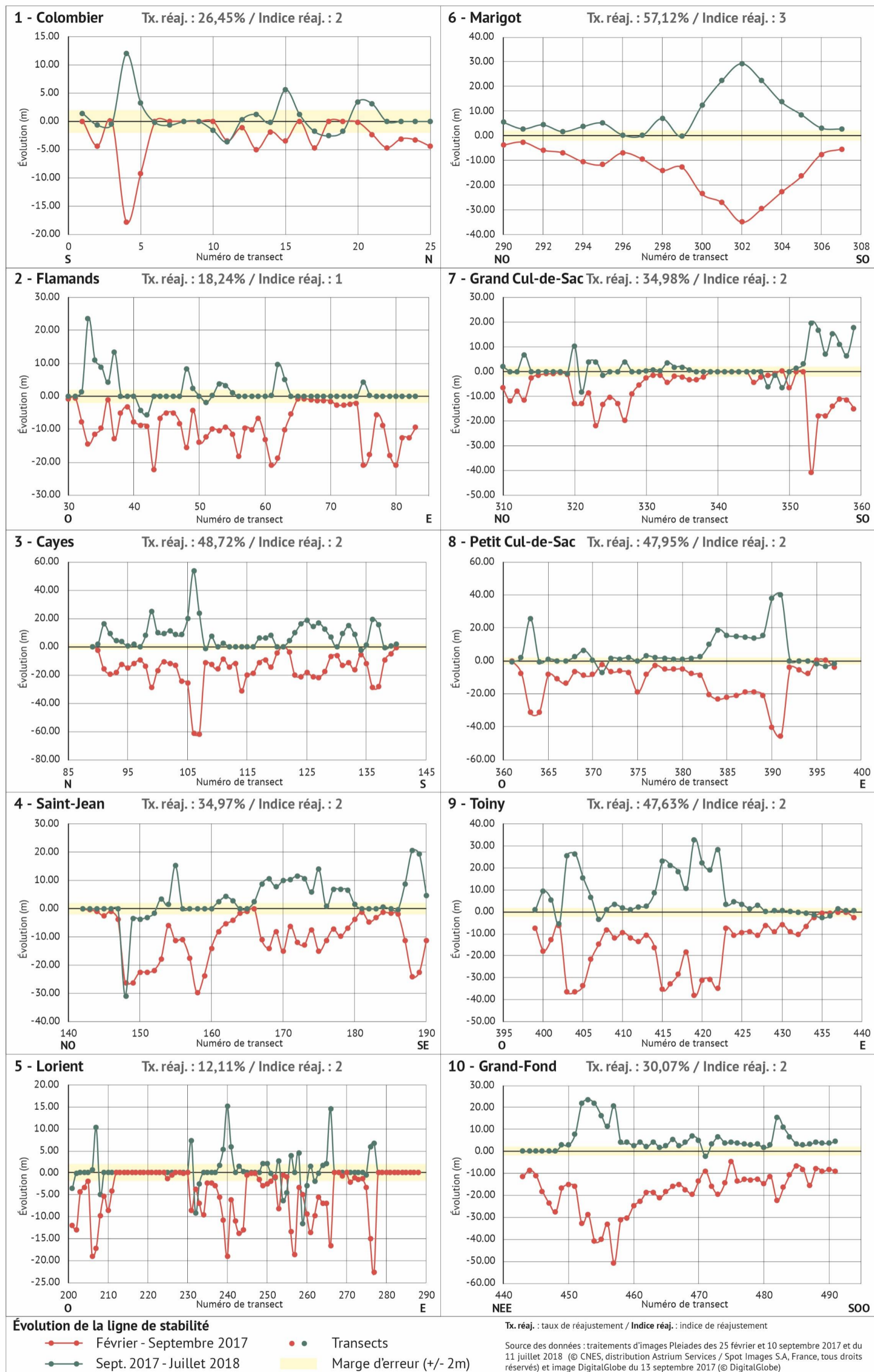


Figure 89 – Détail de l'évolution de la position de la ligne de stabilité par sites et par transect entre septembre 2017 et juillet 2018. Le taux de réajustement moyen donne une indication clé sur le stade de réajustement à l'échelle du site, que traduit également l'indice de réajustement. Ici sont indiqués les numéros de transects tels que générés automatiquement par l'extension DSAS.

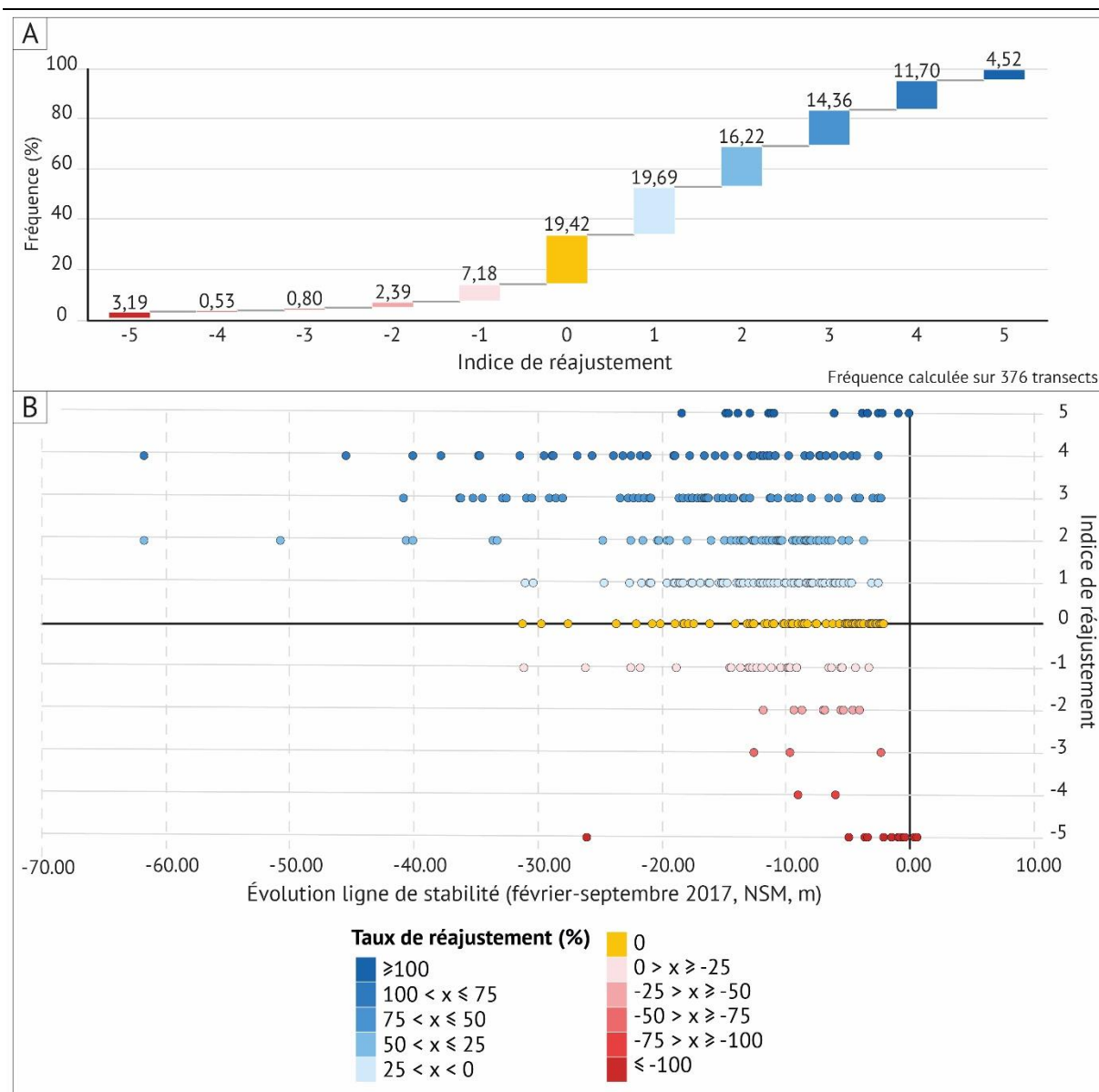


Figure 90 – Fréquence d’observation des différents échelons de l’indice de réajustement (IR). (A) la majeure partie des transects montre des IR compris entre 1 et 4, signe de processus de réajustement amorcés mais non encore achevés au mois de juillet 2018. Toutefois, la ligne de stabilité a été résiliente sur une part minime des transects, sur lesquels l’IR est de 5. (B) L’indice de réajustement semble être influencé par le recul de la ligne de stabilité sur la période sous influence cyclonique. Par ailleurs, lorsque l’IR est inférieur à -3, le NSM n’a que rarement dépassé les -10 m. De plus, les IR compris entre 1 et 5 ont surtout été attribués à des transects sur lesquels le trait de côte (LS) avait fortement reculé entre février et septembre 2017 (jusqu’à plus de -60 m)

Un réajustement planimétrique partiel

Les évolutions moyennes par site montrent que la ligne de stabilité a progradé sur 70 % des plages tandis qu'elle s'est maintenue en position sur le reste de l'échantillon (30 %). Toutefois, cette tendance moyenne à la progradation n'est pas synonyme de réajustement intégral du trait de côte (LS) sur la période d'étude, puisque les taux de réajustement sont compris entre 12 % et 57 % à l'échelle de l'île (100 % reflétant un réajustement complet)

Dans le détail, une majorité de transects est concernée par un réajustement partiel (IR de 1 à 4 sur 62 % des transects), alors que dans le même temps, la ligne de stabilité a recouvré sa position pré-cyclone sur 17 transects seulement (IR de 5 sur 17 transects). Le réajustement planimétrique a été nul, voire négatif (recul du trait de côte), sur 20 % et 14 % des transects, respectivement.

1.2. Évolution du pied de plage

Le réajustement du pied de plage a été étudié sur 9 sites des côtes ouest, nord, nord-est et sud-est de l'île de Saint-Barthélemy sur la période septembre 2017 – juillet 2018 (Tableau 16). En raison des caractéristiques des images satellites Pléiades et d'un fort hydrodynamisme aux dates de capture, les sites de Marigot, Grande Saline et Gouverneur ne sont pas traités ici. Seuls les résultats issus de la détection de son évolution sont présentés ici. Le réajustement de cet indicateur – parce qu'il ne se limite pas à son évolution planimétrique – ne saurait être reflétée par un indice. Les résultats présentés dans cette section se réfèrent au Tableau 16.

1.2.1. Évolution de la position du pied de plage entre février 2017 et juillet 2018

Sur cette période de 10 mois, le pied de plage s'est essentiellement maintenu en position. Cette situation de stabilité (changements de -4 m à + 4 m) a été détectée sur 7 sites (78 % des sites) sur lesquels les évolutions moyennes sont comprises entre -2,30 m (Petit Cul-de-Sac) et +3,72 m (Flamands). Aussi, cette tendance à la stabilité se reflète dans la part des transects stables, qui est majoritaire ces 7 sites (Flamands, Cayes, Lorient, Grand et Petit Cul-de-Sac, Toiny et Grand Fond). Cette dernière est comprise entre 55,11 % et 93,25 % des transects et est supérieure à 75 % sur 5 plages. Sur ces sites, les transects sont secondairement en érosion, comme sur les sites de Cayes, Petit Cul-de-Sac et Grand Fond, où 18,75 %, 29,73 % et 34,69 % des mesures sont inférieures à -4 m, respectivement. Toutefois, à Flamands, malgré une tendance à la stabilité à l'échelle du site, l'avancée de l'indicateur (PP) traduit un élargissement de la plage localement important, puisqu'il atteint plus 60 m dans la partie ouest du site (distance séparant l'indicateur entre février 2017 et juillet 2018).

Sur cette période, le pied de plage a progradé (NSM moyen) sur deux plages uniquement (22 % de l'échantillon). Respectivement situés sur les côtes nord et ouest, les sites de Saint-Jean et de Colombier montrent, sur cette période, des valeurs d'évolution moyennes de la position du pied de plage supérieure à + 4 m. Elles y atteignent +6,13 m et +7,61 m, respectivement. Sur ces deux sites, la part des transects ayant avancé est majoritaire et atteint 61,29 % sur le premier

tandis qu'elle est de 88 % sur le second. Les transects sont secondairement stables sur la période (38,71 % et 12 %, respectivement) alors qu'aucun ne renvoie de valeurs inférieures à -4 m (recul).

Bien que nous ne puissions établir un indice de réajustement pour le pied de plage, il nous est possible de comparer le comportement de l'indicateur aux deux dates, en considérant notamment la direction des changements et la part des transects liés à chaque modalité de réponse (avancée, stabilité, recul). Nous ne représenterons cependant pas en détail le comportement du pied de plage pour les deux périodes d'étude (ceci a été fait précédemment). Toutefois, alors que la direction dominante des évolutions (PP) reste inchangée sur les deux périodes pour la majorité des sites (Cayes, Lorient, Grand et Petit Cul-de-Sac et Grand Fond), d'autres sont caractérisés par un basculement significatif de tendance.

Ce basculement est notamment détecté sur les sites de Flamand et de Colombier, où les transects étaient majoritairement stables sur la période sous influence cyclonique (Tableau 16), tandis qu'ils renvoient essentiellement des valeurs supérieures à + 4 m sur la seconde période (Figure 91). Sur le site de Toiny, alors que le trait de côte (PP) avait significativement avancé sous l'influence des cyclones (+6,31 m en moyenne, progradation détectée sur 73,15 % des transects), il s'est surtout maintenu en position sur la seconde période (-0,86 m en moyenne, stabilité détectée sur 85,35 % des transects) (Figure 91).

Enfin, c'est sur le site de Saint-Jean que ce renversement de direction est le plus marqué. Sur la période sous influence cyclonique, le pied de plage avait essentiellement reculé ; cette situation a été détectée sur près de 70 % des transects (évolution moyenne à l'échelle du site de -5,11 m sur cette période). À l'inverse, sur la période septembre 2017 – juillet 2018, les modalités de réponse du pied de plage sur ce site sont fondamentalement opposées puisque (1) aucun transect n'a reculé et (2) la majorité d'entre eux a progradé. Cette dernière situation a été détectée sur 61,29 % des transects tandis que le reste a été stable (38,71 %) (Tableau 16 Figure 91).

Bien qu'il soit difficile d'évaluer le réajustement planimétrique du pied de plage, les résultats démontrent toutefois que sur cette période de dix mois des processus de remaniement sédimentaire ont été amorcés, se traduisant sur certains sites par un changement de la direction des changements.

Exposition	Sites Nom de la plage et type	Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM min. (m)	NSM max. (m)	Transects en progradation		Transects stables		Transects en recul	
						Nb.	%	Nb.	%	Nb.	%
Nord	2 – Flamands (PA)	51	3,72	-5,61	25,11	15	29,41	32	62,75	4	7,84
	3 – Cayes (PA)	48	-2,05	-7,51	3,84	0	0,00	39	81,25	9	18,75
	4 – Saint-Jean (CL)	31	6,13	-0,17	18,09	19	61,29	12	38,71	0	0,00
	5 – Lorient (PA)	74	-0,19	-4,82	4,85	2	2,70	69	93,25	3	4,05
Nord-est	6 – Marigot (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n. d.
	7 – Grand Cul-de-Sac (CL)	49	1,56	-5,36	6,16	7	14,29	37	75,51	5	10,20
	8 – Petit Cul-de-Sac (CL)	37	-2,30	-13,91	5,00	3	8,11	23	62,16	11	29,73
Sud-est	9 – Toiny (CL)	41	-0,86	-8,24	7,51	2	4,87	35	85,37	4	9,76
	10 – Grand Fond (PA)	49	-1,91	-6,88	7,25	5	10,20	27	55,11	17	34,69
Sud	11 – Grande Saline (CL)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n. d.
	12 – Gouverneur (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n. d.
Ouest	1 – Colombier (PA)	25	7,61	2,69	17,83	22	88,00	3	12,00	0	0,00

Tableau 16 – Évolution de la position du pied de plage à Saint-Barthélemy entre septembre 2017 et juillet 2018. N.B. : la marge d'erreur pour le pied de plage est de +/- 4 m.

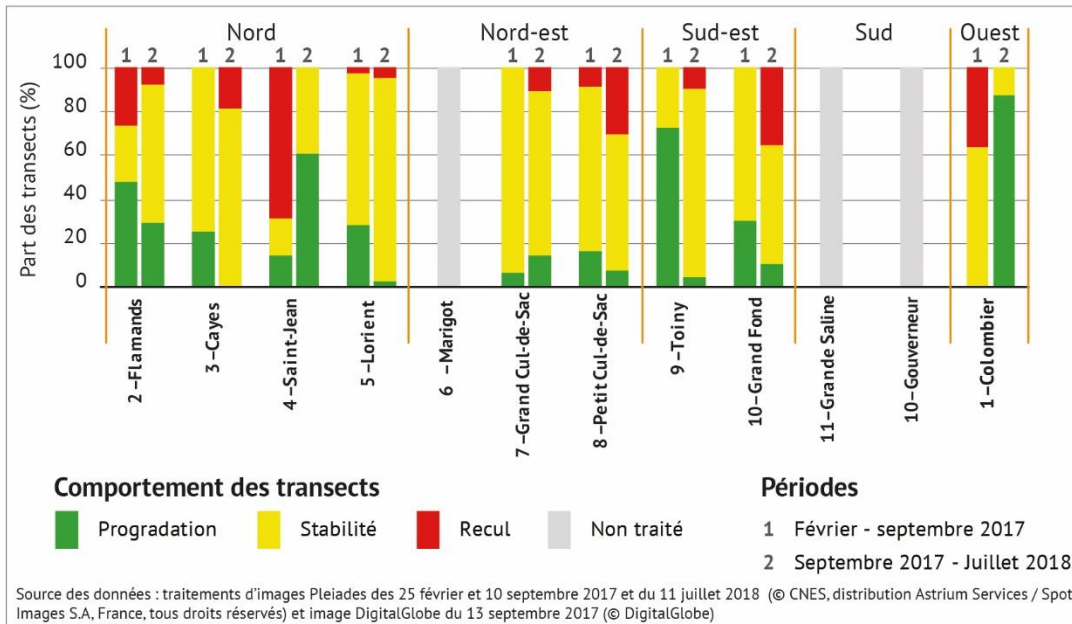


Figure 91 – Évolution de la position du pied de plage selon le comportement des transects par sites sur (1) la période sous influence cyclonique et (2) la période de réajustement. Les sites de Marigot, Grand Saline et Gouverneur n'ont pas été traités.

Un remaniement sédimentaire en cours

Sur les 9 sites étudiés, le pied de plage s'est maintenu en position sur 78 % des sites, alors qu'il a progradé sur 22 %

L'analyse comparative des résultats issus de l'effort de détection sur les périodes sous influence cyclonique et sur la période de 10 mois suivant le passage des cyclones révèle que la direction des évolutions reste inchangée sur la plupart des sites. Toutefois, un basculement a été détecté sur un nombre limité de sites, sur lesquels le renversement de la direction (d'un recul vers une progradation) des évolutions témoigne de processus de remaniement sédimentaire à l'œuvre sur la seconde période d'étude.

2. Réajustement morphologique et écologique des systèmes sédimentaires côtiers

Au-delà de la détection des évolutions planimétriques de la position du trait de côte, nous avons évalué le réajustement morphologique (vertical) et la résilience écologique (végétation) des systèmes sédimentaires côtiers de l'île. Cette démarche se base sur des relevés *in situ* réalisés au mois de juillet 2018.

Les relevés montrent que le réajustement vertical des sites était, en juillet 2018, sinon nul, du moins limité et localisé. La résilience écologique des sites – en partie reflété par l'évolution de la ligne de stabilité lorsqu'elle correspond à la végétation – a quant à elle été amorcée, sans pour autant compenser les destructions subies par la végétation côtière lors du passage des cyclones.

2.1. Un réajustement vertical limité et localisé

Les relevés réalisés sur le terrain 10 mois après le passage des cyclones permettent de mettre en évidence des formes témoignant de la mise en place des processus de réajustement verticaux, sans toutefois être généralisés à l'ensemble des sites.

Ces formes traduisent pour partie une accrétion verticale localisée sur les parties inférieures des systèmes sédimentaires côtiers (avant-plage, bas de plage) sous l'influence de processus dominés par l'action des houles. Le remaniement sédimentaire a localement permis la reconstruction de la berme de plage favorisant l'engraissement de la plage (raidissement du profil de plage et microfalaises entre 0,5 m et 1 m en bas de plage). Ces processus ont notamment été relevés dans la partie est du site de Flamands, où l'épaisseur de la plage était manifestement plus importante en juillet 2018 qu'en novembre 2017 (date de la mission post-cyclone). Dans cette partie du site, le pied de plage avait significativement reculé lors de la période sous l'influence des cyclones (jusqu'à -26,70 m), tandis qu'il s'est maintenu en position entre septembre 2017 et juillet 2018, avec une tendance localisée au recul (reflétée par des évolutions comprises entre 0 et -2 m). Ici, le comportement du pied de plage laisse penser que les sédiments soustraits au système par les houles cycloniques ont été transportés transversalement par les houles de temps calme depuis l'avant-plage et les petits fonds vers la plage, sans pour autant que cela ne se traduise par une avancée significative du pied de plage. Cette situation se rencontre également sur le site de Petit Cul-de-Sac (partie ouest) où le pied de plage a reculé jusqu'à -13,91 m (Tableau 16) entre septembre 2017 et juillet 2018 (découvrant des dalles de beachrock) tandis que la berme s'est reconstituée jusqu'à atteindre une épaisseur d'un mètre environ (Figure 92 A et B).

Les relevés de terrain mettent aussi en évidence un épaississement de la plage attribuable à l'action des houles et aux processus éoliens, détecté par comparaison des situations de novembre 2017 et de juillet 2018. Cet engraissement du corps de la plage et du haut de plage est mis en évidence par la hauteur séparant la surface de la plage et les marqueurs contextuels (repères relevés sur les structures longitudinales, entre autres). À Flamands par exemple, alors qu'un abaissement du niveau de la plage de près de 2 m était relevé en novembre 2017 (Figure 92 C), les observations de terrain de juillet 2018 mettent en évidence une accrétion verticale de près de 0,5 m en haut de plage, dans la mesure où la hauteur séparant la plage du repère se limite

désormais à 1,50 m (Figure 92 D). Ces processus sont identiques sur le site de Lorient, où les constructions longitudinales de haut de plage étaient découvertes en novembre 2017 (Figure 92 E), tandis qu'elles étaient presque ensevelies en juillet 2018 (Figure 92 F). Sur ce site, cet engraissement est concomitant à un élargissement significatif de la plage (Figure 92 E et F).

Sur les sites où la largeur de la plage est suffisante pour permettre aux processus éoliens d'opérer et où des dunes se développent sur les parties supérieures de la plage, des sédiments fins à très fins ont été déplacés par saltation, entraînant des accumulations en haut de plage. De plus, l'exhaussement de la plage favorise ces processus, dans la mesure où la zone non atteinte par le déferlement des houles est d'autant plus large que la plage est épaisse. De fait, ces accumulations éoliennes ont particulièrement été détectées là où la plage était la plus large et la plus épaisse. On les retrouve, par exemple, au pied des dunes où les houles cycloniques avaient ouvert des falaises d'érosion. La reconstitution progressive de l'avant-dune a notamment eu pour effet de réduire la hauteur de ces falaises d'érosion et de favoriser le développement de la végétation pionnière côtière (notamment la végétation psammophile, comme la Patate bord de mer, *Ipomoea pes-caprae*) (Figure 92 G et H).

Les relevés ont essentiellement permis d'attester que les processus de réajustement verticaux étaient limités à l'échelle de l'île et qu'ils étaient caractérisés par une variabilité spatiale marquée à l'échelle intra-site.

Figure 92 – (page suivante) Principales formes de réajustement vertical relevées en juillet 2018 sur les systèmes sédimentaires côtiers de Saint-Barthélemy. (A) et (B) reconstruction de la berme et épaissement de la plage, ici à Petit Cul-de-Sac. Sur ce site, les transferts sédimentaires transversaux sous l'influence de la houle ont conduit à un recul du pied de plage et à une accrétion verticale de la plage. La flèche noire indique un point de repère commun aux deux dates. (C) et (D) en haut de plage, le réajustement vertical de la plage est localisé et de faible amplitude le long des structures longitudinales côtières. Ici, à Flamands, les repères contextuels permettaient d'estimer à un abaissement de 2 m du niveau de la plage en novembre 2017. En juillet, ces mêmes repères indiquent que la plage s'est exhaussée d'environ 0,50 m. (E) et (F) à Lorient, les ouvrages longitudinaux sont presque totalement ensevelis en juillet 2018. Aussi, la plage s'est considérablement élargie entre les deux missions de terrain. (G) et (H) lorsque la plage était suffisamment large pour permettre la mise en place des processus de transport sédimentaires éoliens, des accumulations ont été relevées en pied de dune et des falaises d'érosion ouvertes par les houles cycloniques. Ici, à Flamands, la hauteur des falaises atteignait près de 4 m après le passage des cyclones. En juillet 2018, le profil de l'avant-dune a été progressivement régularisé par la sédimentation de sable fin à très fin, estompant presque intégralement les falaises dunaires. De plus, localement, la végétation colonise ces dépôts (H). Photographies : V.Pillet.



2.2. Un réajustement vertical souvent inexistant

Alors que le réajustement vertical est limité et localisé sur certains sites, il est par ailleurs nul sur la majorité des sites prospectés sur l'île de Saint-Barthélemy.

D'abord, dans la partie ouest de Lorient par exemple, les houles ont entraîné un remaniement sédimentaire important conduisant à une réduction de la largeur de la plage. Sur ce site, alors que la plage avait une largeur d'une dizaine de mètres en novembre 2017, elle s'est trouvée réduite à 4 m environ en juillet 2018 (Figure 93 A et B). Toutefois, les repères visuels utilisés montrent que la plage ne s'est pas engraisée, signe que les échanges transversaux (du bas de plage vers la plage) ont été faibles, voire inexistant, entre novembre 2017 et juillet 2018 (Figure 93 A et B). Sur les sites naturels où les houles cycloniques ont engendré un abaissement limité du niveau de la plage, aucun signe d'exhaussement vertical n'a été relevé en juillet 2018. Cependant, la situation est plus complexe sur certains sites où les processus de réajustement montrent une forte variabilité spatiale, comme Petit Cul-de-Sac par exemple. Ici, alors que la plage s'est engraisée dans sa partie ouest (Figure 92 A et B), son profil est resté inchangé au centre et dans l'est du site entre novembre 2017 et juillet 2018. De plus, le réajustement vertical du haut de plage est également nul, comme en témoigne la présence aux deux dates de racines exhumées dans la partie superficielle de la plage (Figure 93 C et D).

Les relevés de terrain de novembre 2017 ont permis de mettre en évidence que les conséquences des cyclones sur les systèmes sédimentaires côtiers ne se limitaient pas seulement à une action érosive et destructrice, mais que ces événements météo-marins jouaient également un rôle constructeur significatif. Or, les apports sédimentaires associés aux cyclones situés sur la plage, le haut de plage et l'arrière-plage ne semblent avoir fait l'objet d'aucun remaniement sous l'action des houles ou des vents sur la période novembre 2017 – juillet 2018. Par exemple, sur le site de Grand Fond, la crête d'accrétion composée de débris coralliens présente, en juillet 2018, un profil et une morphologie générale (hauteur, longueur, composition) semblable à celle relevée en novembre 2017 (Figure 93 E et F). De plus, les nappes d'épandages sableux issues des processus d'overwash et de franchissement des cordons littoraux étaient toujours en place en juillet 2018, tout comme les sédiments et les débris coralliens piégés par la végétation côtière indigène. Dans l'ensemble, ces résultats montrent que dès lors que les formes d'accrétion associées aux cyclones ne sont pas remaniées par les houles de temps calme, elles participent durablement et positivement à l'alimentation du budget sédimentaire des plages et à l'exhaussement des systèmes côtiers.

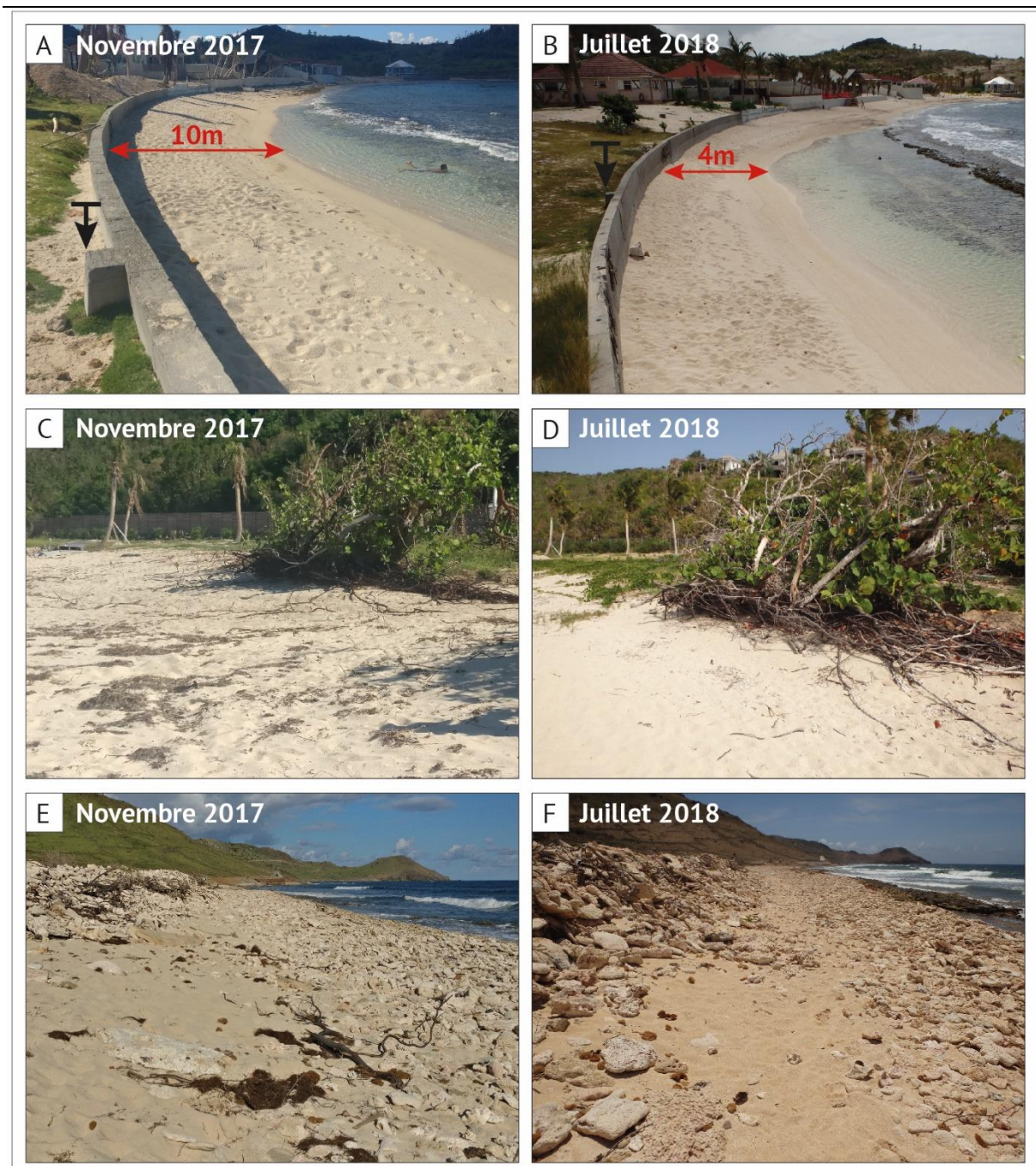


Figure 93 – Exemples de sites sur lesquels les processus de réajustement sont inexistants. (A) et (B) au-devant de certaines structures longitudinales qui constituent la limite supérieure de la plage, aucun signe d'exhaussement n'a été relevé. Ici, à Lorient, la largeur de la plage est moindre en juillet 2018, sans pour autant que le remaniement sédimentaire ne se soit traduit par une accrétion verticale. La flèche noire indique un point de repère commun aux deux dates. (C) et (D) sur les sites naturels, où le démaigrissement de la plage a été faible, l'accrétion verticale est inexistante. Ici dans la partie est de Petit Cul-de-Sac. (E) et (F) pour autant, cette absence de réajustement et de remobilisation sédimentaire peut parfois être vertueuse pour les systèmes sédimentaires côtiers, comme ici à Grand Fond, où la crête d'accrétion composée de débris coralliens mis en place par les houles cycloniques s'est parfaitement maintenue, preuve que les cyclones peuvent contribuer significativement et sur le long terme à l'alimentation des plages. Photographies : V.Pillet.

2.3. Résilience écologique

Alors que le réajustement vertical des systèmes sédimentaires côtiers est sporadique et partiel, la végétation montre quant à elle des signes de recolonisation significatifs, notamment sur les parties supérieures des systèmes côtiers ayant conservé un certain degré de naturalité.

Les houles et les vents cycloniques ont entraîné une destruction et un arrachement de la végétation côtière sur une bande littorale non négligeable se traduisant par un recul de la position du trait de côte (ligne de stabilité, sur les côtes naturelles). Toutefois, lorsque le décapage du sol n'était que superficiel, le système racinaire résiduel a permis une recolonisation végétale rapide des parties supérieures (haut de plage) (Figure 93 C et D) et internes (arrière-plage) des systèmes côtiers (Figure 94 A et B). Cependant, cette végétation colonisatrice est essentiellement composée d'espèces herbacées ou ligneuses (liane, comme la Patate à Durand, par exemple) et la végétation arbustive ou sous-arbustive nouvelle se limite, en juillet 2018, à la présence ponctuelle de jeunes plans pionniers (Raisinnier bord-de-mer, *Coccoloba uvifera* ; Prune bord-de-mer, *Scaevola* ; Romarin noir, *Suriana maritima*...). Aussi, la végétation pionnière a colonisé les nappes d'épandages sableux formées sur les cordons littoraux. Ces sédiments nouvellement introduits dans le système constituent un substrat favorable au développement de la végétation, comme l'illustre le cas du cordon de Toiny (Figure 93 C et D). Ici, alors qu'aucune végétation ne se développait sur les nappes d'épandage en novembre 2017, ces dernières se trouvent presque intégralement colonisées en juillet 2018. Cette végétation pionnière est essentiellement composée d'espèces herbacées psammophiles (Patate bord de mer, *Ipomoea pes-caprae*) et les espèces arbustives sont sous-représentées.

Enfin, sur les sites les plus aménagés où la zone végétalisée non bâtie était très mince (<30 m) et où la végétation côtière a été intégralement détruite sous l'action des houles et des vents cycloniques (la nature des côtes passant de « naturelle » en situation pré-cyclone à « artificielle », donc fixée par une structure longitudinale, en situation post-cyclone), la résilience de la végétation est nulle. Au-devant des structures longitudinales côtières – qui constituent désormais la limite supérieure de la plage – aucune végétation ne se développait en juillet 2018, exception faite des portions de côtes sur lesquelles des opérations de revégétalisation ont été conduites à l'initiative des habitants (Flamands, Lorient, Saint-Jean). Par ailleurs, les relevés de terrains réalisés en juillet 2018 n'ont pas mis en évidence d'accumulations sédimentaires éoliennes favorisées par la végétation, qui auraient pu recouvrir les dépôts associés aux cyclones sur les parties internes des sites naturels.

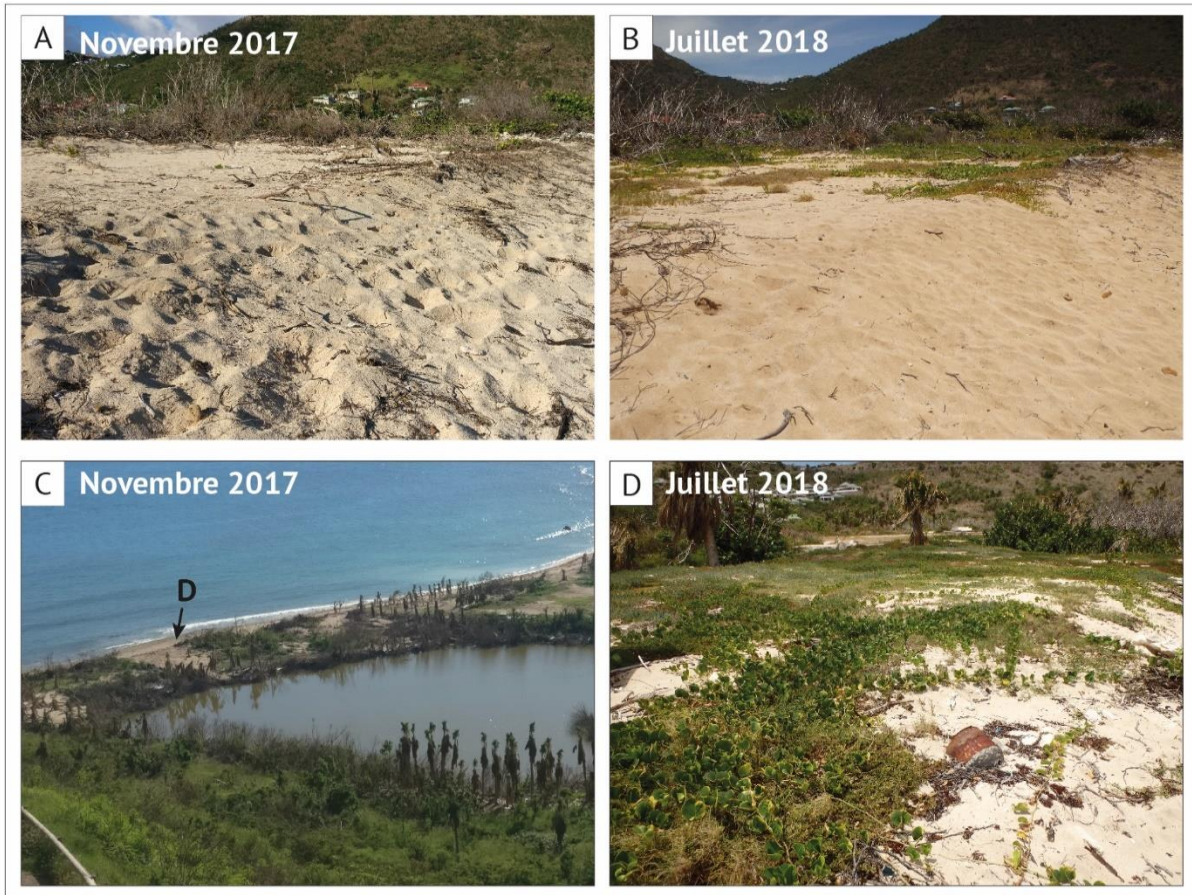


Figure 94 – Recolonisation des systèmes côtiers par la végétation pionnière. (A) et (B) alors que les houles et les vents cycloniques sont à l'origine d'un recul marqué de la végétation, cette dernière a progressivement recolonisé les parties supérieures des systèmes côtiers, comme ici à Grand Fond. (C) et (D) les houles cycloniques ont mis en place des nappes d'épandages sableuses – atteignant localement la face interne des cordons littoraux – rapidement colonisées par une végétation pionnière herbacée. Ici, sur le cordon de Toiny. Photographies : V.Pillet.

Un réajustement vertical limité

À l'échelle de l'île, le réajustement vertical est limité en juillet 2018, comme l'attestent les relevés réalisés sur le terrain. Toutefois, ils sont caractérisés par une forte variabilité spatiale qui s'exprime tant à l'échelle intra-site qu'à l'échelle inter-sites. Des formes d'accrétion, laissant envisager que les processus de réajustement verticaux ont été amorcés entre novembre 2017 et juillet 2018, ont été relevés sur le terrain. Par exemple, la reconstruction de la berme de plage, l'engraissement du corps de la plage ou encore la présence d'accumulation d'origine éolienne en haut de plage et en pied de dune. Cependant, ces processus verticaux sont quasi inexistantes sur de nombreux sites, comme sur certains sites naturels où les profils de plage sont identiques aux dates des deux missions de terrain (pas d'accrétion verticale où la plage avait subi un abaissement, pas de remobilisation des dépôts sédimentaires associés aux cyclones). Enfin, la végétation côtière montre une résilience mitigée à l'échelle de l'île, puisqu'elle s'est redéveloppée sur la plupart des sites naturels, bien que les cyclones aient engendré un recul important, alors que son développement est nul sur les sites les plus aménagés, où la zone végétalisée non bâtie a – là où elle avait une largeur inférieure à 30 m – été intégralement détruite.

3. Influence des stratégies de réponse anthropiques sur les processus de réajustement

L'effort de détection réalisé par PIAO et les relevés *in situ* ont permis de mettre en évidence une forte variabilité spatiale des processus de réajustement sur les différents sites de l'île de Saint-Barthélemy. Localement, la mise en place de ces processus – qu'ils soient planimétriques ou verticaux – a été entravée par des interventions anthropiques. Ces dernières ont essentiellement consisté à renforcer les structures longitudinales côtières et plus rarement, à l'édification de nouvelles protections dans la continuité spatiale des ouvrages déjà présents.

Cette dernière partie a pour objectif, en se basant sur des sites représentatifs, d'interroger l'influence des stratégies de réponse anthropiques sur les processus de réajustement planimétriques et verticaux.

3.1. Les sites densément aménagés

Les côtes de Saint-Barthélemy comptent un certain nombre de sites densément aménagés sur lesquels la zone végétalisée non bâtie était étroite avant les cyclones de septembre 2017. Parmi eux, on retiendra notamment les sites de Flamands, Cayes, Saint-Jean, Lorient, Marigot et Grand Cul-de-Sac. Sur ces sites, la destruction de la zone végétalisée non bâtie a eu pour conséquence d'accroître le degré d'exposition des hommes et des enjeux. De plus, le degré d'artificialisation des côtes avait considérablement augmenté après le passage des cyclones en réponse à la destruction de la végétation côtière située au-devant des structures longitudinales situées à une distance inférieure à trente mètres de la ligne de stabilité pré-cyclone. Aussi, la mission de terrain de juillet 2018 a mis en évidence que l'une des réponses des habitants les plus exposés avait été d'accroître encore davantage la part du linéaire côtier artificialisé en construisant de nouveaux ouvrages de défense ou en consolidant les murs longitudinaux bordant les propriétés.

Pour interroger l'influence de la rigidification du trait de côte sur les processus de réajustement planimétriques, nous avons choisi le site de Flamands, dans la mesure où ce dernier, parce qu'il concentre un nombre important d'aménagements et de perturbations, constitue un exemple représentatif des sites aménagés à l'échelle de l'île.

À Flamands, L'action des houles et des vents cycloniques a entraîné un recul significatif de la position de la ligne de stabilité. Sur ce site, un recul moyen de - 8,99 m (LS) avait été détecté entre février 2017 et septembre 2017. Cette situation de recul dominait les évolutions, puisque plus de 83 % des transects renvoyaient des valeurs inférieures à -2 m sur la période.

Entre septembre 2017 et juillet 2018, la ligne de stabilité s'est essentiellement maintenue en position (évolution moyenne de +1,64 m sur cette période, Tableau 14). Cette situation de stabilité est dominante à l'échelle du site, comme l'illustre la part des transects dont les évolutions sont comprises entre -2 m et +2 m (74 %) (Tableau 16). Sur cette période, 22 % des transects ont progradé tandis que 4 % seulement ont reculé (LS) (Tableau 16). Par conséquent, de cette situation de stabilité dominante à l'échelle du site découle un taux de réajustement faible ne s'élevant qu'à 18,24 % (indice de réajustement de 1). Or, dans un contexte météorologique

calme, comment expliquer que l'évolution de la position du trait de côte (LS) soit caractérisée par une faible amplitude et que l'indice de réajustement soit si faible ?

Cette tendance à la stabilité s'explique d'abord par le fait qu'à Flamands (et sur les autres sites densément aménagés), la majeure partie (63,20 %) du linéaire côtier était artificielle en septembre 2017 (Figure 95, barre 2). Le caractère rigide des structures longitudinales – qui correspondent à la position de la ligne de stabilité – a sinon annihilé, du moins limité la capacité de mobilité du trait de côte (LS), qui contrôle aussi sa capacité de réajustement planimétrique. Ainsi, les résultats issus de l'effort de détection de la réponse de la ligne de stabilité permettent d'affirmer qu'elle s'est strictement maintenue en position sur près de 63 % des transects entre septembre 2017 et juillet 2018, c'est-à-dire que l'évolution de la ligne de stabilité sur ces transects est strictement égale à 0 m.

Ceci n'est pas sans rappeler la part du linéaire côtier fixée, qui s'élevait à 63,20 % (septembre 2017). Une analyse qualitative et détaillée des images satellites permet d'attribuer ce strict maintien en position de la ligne de stabilité aux portions de côtes artificialisées en septembre 2017 (Figure 95, lecture croisée entre les barres 1 et 2 et la courbe verte du graphique, sur les transects 38 à 40, 43 à 47, 50 à 53, 57 à 61, 64 à 74 et 77 à 83).

Toutefois, sporadiquement, l'édification de nouvelles structures côtières longitudinales a entraîné une avancée significative de la position du trait de côte. En effet, à Flamands, cette progradation artificielle de la ligne de stabilité a été détectée en plusieurs endroits. D'abord dans l'ouest du site, où ces constructions sont à l'origine d'une avancée artificielle maximale de +13,24 m (LS) sur la période septembre 2017 – juillet 2018 (Figure 95, transects 36 et 37, lecture croisée entre les barres 1 et 2 et le graphique, Figure 96 E), alors qu'un recul de -12,98 m a été détecté sur ce même transect (37) sous l'influence des houles et des vents cycloniques. Sur cette portion de côte (transects 36 et 37) l'IR atteint 5, reflétant un recouvrement total de la position pré-cyclonique du trait de côte (LS) (il est de 1 à l'échelle du site).

Ailleurs, les structures longitudinales côtières endommagées lors du passage des cyclones ont été doublées d'une seconde ligne d'ouvrages réalisée dans la continuité de ceux des parcelles adjacentes (Figure 96 A et B). Ces cas constituent les seules situations où des portions de côte (LS) artificielles ont progradé (IR de 2). On les retrouve sur les transects 53 et 63 (Figure 95, lecture croisée entre les barres 1 et 2 et le graphique), sur lesquels la réalisation de cette seconde ligne d'ouvrages a permis une avancée de la ligne de stabilité de +3,85 m et +5,07 m, respectivement.

Cette stratégie anthropique a certes favorisé une résilience intégrale (du moins statistiquement parlant) du trait de côte (LS), mais elle a surtout participé à accroître davantage la rigidité du trait de côte sur un site déjà très densément aménagé et sur lequel nous avons précédemment souligné le caractère particulièrement érosif des cyclones. De plus, régulièrement sur les sites aménagés de l'île, des travaux d'ingénierie ou d'aménagement touristique (densification de l'hébergement à proximité immédiate des plages) avaient été amorcés, mais demeuraient non achevés en juillet 2018 ; par exemple, à Flamands (Figure 96 C et D), où ces travaux de protection des enjeux humains situés sur l'arrière-plage impliquaient par ailleurs un

remaniement significatif des sédiments de la plage. À terme, ces travaux conduiront à accroître la rigidification des côtes tout en participant au phénomène de compression côtière. La zone végétalisée non bâtie ayant été détruite sur la plupart des sites aménagés, les structures se trouveront en première ligne face aux houles de futurs cyclones.

Par ailleurs, à la date de la mission, la Collectivité n'avait pas pour projet d'engager des travaux de protection ou de rechargement sédimentaire sur les différents sites de l'île. Aussi, les services techniques n'avaient apporté aucune aide – qu'elle soit humaine ou matérielle – aux particuliers ayant choisi de construire ou de reconstruire les murs longitudinaux de haut de plage (entretien avec Sophie Durand-Olivaud, Directrice des Services techniques territoriaux, Responsable du service assainissement). Ces éléments recueillis attestent ainsi que les stratégies mises en place sur les sites ont avant tout été décidées à l'échelle individuelle et privée.

Au-delà du fait que les évolutions de la position de la ligne de stabilité soient limitées par le caractère rigide des côtes, la destruction totale de la zone végétalisée non bâtie implique également que la végétation côtière n'est plus en mesure de se développer au-devant des structures côtières. En effet, la capacité de redéveloppement de la végétation dépend, entre autres facteurs, de l'étendue de la zone qu'elle recouvrait avant les cyclones (ici, elle était faible puisque la zone végétalisée non bâtie était étroite) et de son degré de destruction (présence de végétation résiduelle, degré de destruction du réseau racinaire. Sur ce site, c'est davantage l'abaissement du niveau de la plage (localement, jusqu'à 2 m) qui a inhibé la capacité de résilience naturelle de la végétation côtière, puisqu'il a entraîné la destruction du réseau racinaire. Dans ce cas et sur les sites les plus aménagés, le temps nécessaire à la reprise de la végétation sera, si cette dernière a lieu, extrêmement long sans intervention anthropique de revégétalisation. Par ailleurs, en juillet 2018, la végétation ne s'était pas redéveloppé le long des portions de côte artificielle (Figure 92 E et F, Figure 96, toutes photographies)

Enfin, bien que plus difficiles à évaluer en l'absence de données topographiques, les conséquences des activités anthropiques sont supposément néfastes à la mise en place et à l'aboutissement des processus de réajustement verticaux. Par exemple, la construction de nouvelles structures de protection implique le déplacement d'un volume non négligeable de sable pour permettre la réalisation de fondations pérennes (Figure 96 D). Aussi, il arrive que les sédiments nécessaires au remblaiement des zones situées sur la face interne des structures soient directement extraits sur la plage (Figure 96 F), action inévitablement dommageable au système, dans la mesure où ces sédiments sont définitivement soustraits du bilan sédimentaire des sites en question.

Sur ces sites aménagés, l'artificialisation et la rigidification croissante des côtes posent la question des conséquences sur l'évolution à long terme des systèmes sédimentaires, mais soulèvent aussi la problématique de la disparition de la zone végétalisée non bâtie sur des sites fortement exposés aux aléas météo-marins extrêmes. Toutefois, les solutions de protection techniques sont souvent privilégiées au détriment des solutions basées sur la nature (rôle de la végétation), dans la mesure où la forte pression foncière et le caractère très urbanisé de ces sites ne laissent qu'une place limitée à la faisabilité de ces solutions dites « douces ». En effet, dans ce

contexte d'urbanisation intensive des plages de l'île et de très forte valeur pécuniaire du foncier, l'on peut s'interroger sur la possibilité ou non de privilégier des solutions basées sur la nature, comme la reconstitution d'une zone végétalisée non bâtie en haut de plage par exemple, pour limiter les impacts érosifs des houles cycloniques sur les plages et pour favoriser la résilience de systèmes sédimentaires côtiers.

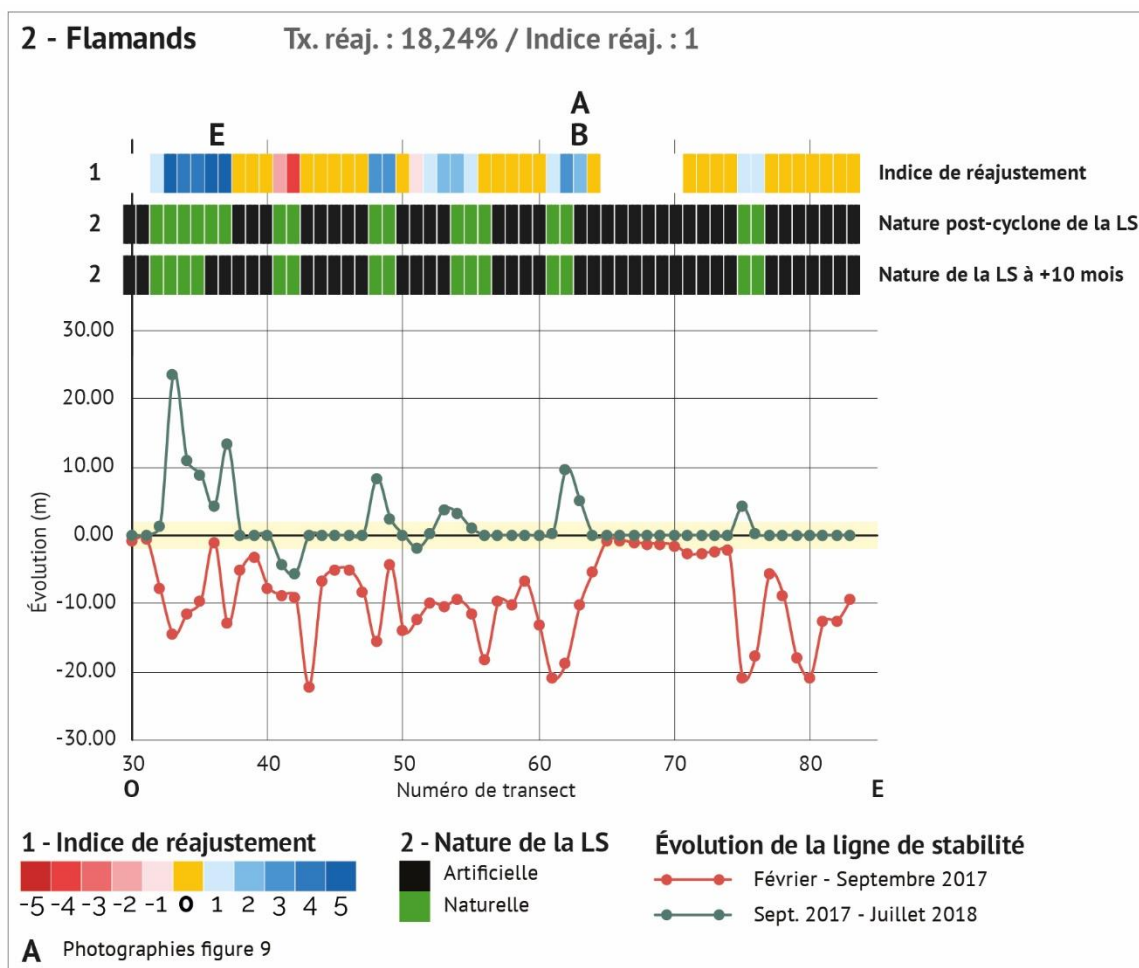


Figure 95 – Évolution de la position de la ligne de stabilité sur la période sous influence cyclonique et lors dix mois suivants les cyclones de septembre 2017 sur le site de Flamands. Les évolutions de position, la nature de la ligne de stabilité (caractère naturel vs artificiel) en septembre 2017 et juillet 2018 et l'indice de réajustement ont été renseignés pour chaque transect. Les positions des photographies présentées dans la figure 9 sont localisées et aident à l'interprétation.



Figure 96 – Interventions anthropiques interférant avec les processus de réajustement planimétrique et vertical sur le site densément aménagé de Flamands. (A) et (B) localement, la consolidation des anciennes structures longitudinales côtières endommagées par les houles cycloniques et la construction de nouveaux ouvrages en haut de plage ont engendré une avancée artificielle de la position de la ligne de stabilité. (C), (D) et (E) pour se prémunir de l'assaut des houles de futurs cyclones certains habitants ont fait le choix de la protection lourde. Ici (A et B), les travaux étaient encore en cours en juillet 2018, mais contribueront à terme à rigidifier encore davantage un site déjà très artificialisé, comme le prouvent les ouvrages achevés (E). (F) extraction sédimentaire mécanique en haut de plage servant au remblaiement des zones situées en arrière des nouvelles structures longitudinales de haut de plage. (G) L'édification de nouvelles structures de protection implique un remaniement significatif des sédiments de la plage, ici au-devant du futur mur vertical de la photographie (B). Photographies : V.Pillet.

3.2. Restauration des systèmes dunaires : exemple d'un projet multi-acteurs

Alors que les interventions anthropiques ne sont que rarement vertueuses pour le réajustement planimétrique et vertical des sites les plus aménagés, elles peuvent parfois faciliter la résilience des sites naturels. Après le passage des cyclones sur l'île de Saint-Barthélemy, la prise de conscience collective, en partie impulsée par les services territoriaux (Agence Territoriale de l'Environnement) et les associations, a permis l'émergence et la concrétisation de projets de revégétalisation des zones côtières et de restauration des systèmes dunaires sur les sites de Gouverneur et de Grande Saline. La mission de terrain réalisée en juillet 2018 a permis d'effectuer des relevés sur le site de Grande Saline, situé dans le sud de l'île. Toutefois, l'effort de détection des évolutions du trait de côte (LS et PP) n'a pu être conduit sur ce site entre septembre 2017 et juillet 2018, car la nébulosité et le fort hydrodynamisme ne permettaient pas d'identifier la position exacte des indicateurs. C'est pourquoi nous proposons ici, en nous basant sur les observations de terrain et sur des entretiens, une évaluation qualitative des effets de la restauration du système dunaire du site de Grande Saline.

Sur ce site, les houles et les vents cycloniques ont entraîné un recul de la position de la ligne de stabilité (-7,64 m en moyenne), détecté sur plus de 77 % des transects. Localement, le recul du trait de côte (LS) a été significatif puisqu'il a atteint -34,02 m au maximum. Sur ce site naturel, la ligne de stabilité correspond à la limite externe de végétation ; de fait, les résultats traduisent un recul marqué de la végétation côtière. Le pied de plage a évolué dans la même direction, mais avec une intensité accrue, puisqu'il a reculé de -14,61 m en moyenne à l'échelle du site ; près de 94 % des transects ont reculé de plus de - 4 m entre février et septembre 2017. Le recul de la ligne de stabilité associé à un recul intense du pied de plage a par ailleurs conduit à une diminution significative de la surface de la plage (-0,40 ha, -20,73 % ; Pillet et al., 2019).

En juillet 2018, les stigmates des houles cycloniques étaient encore distinctement visibles sur la dune, où des falaises d'érosion de 6 m à 8 m ont été détectées. De plus, la végétation côtière (essentiellement composée d'espèces indigènes) a été sévèrement endommagée (feuilles brûlées, branches et troncs cassés, déracinement...). Pour autant, bien que fragilisé et aminci sous l'action des houles cycloniques, le système dunaire a pleinement rempli son rôle de protection naturelle des populations vivant à proximité et autour de l'étang du même nom. Aussi, entre 1965 et 1980, ce site a été particulièrement fragilisé par des activités anthropiques, puisque l'arrière-dune de la partie est du site servait de carrière d'extraction de sable destiné au secteur du bâtiment de l'île.

Face à ce constat de protection et à l'état de fragilisation du système dunaire, un projet de restauration du site a été impulsé par l'association *Make St. Barths Green Again*. Ce projet est le fruit d'une collaboration entre la Collectivité de Saint Barthélemy, l'Agence Territoriale de l'Environnement (ATE) – qui apportent un appui technique et scientifique – et l'association susmentionnée. Il s'étale sur plusieurs années et a été engagé le 25 juin 2018 par une opération de réensablement conduite à la demande de la Collectivité et sous la direction scientifique de l'ATE. Ce projet se divise en trois phases successives détaillées dans le Tableau 17.

Phases	Objectifs
1	Reconstitution d'une avant-dune artificielle d'une hauteur de 2 m sur une base de 6 m et 450 m de long dans l'est du site Remaniement mécanique des sédiments prélevés en pied de plage
2	Mise en place de casiers de ganivelles pour protéger l'avant-dune artificielle et favoriser l'accumulation sédimentaire éolienne
3	Revégétalisation du site avec des espèces herbacées et arbustives indigènes pour favoriser la stabilisation de la dune et de l'avant-dune

Tableau 17 - Détail des trois phases du projet de restauration du site de Grande Saline

Dans l'est du site, le projet a permis de reconstituer une avant-dune artificielle de 2 m de hauteur, 6 m de largeur et 450 m longueur. Pour ce faire, le sable a été mécaniquement prélevé sur le bas de plage pour être déposé sur le haut de plage. Le volume total de sédiments remanié est estimé à 5000 m³. Le bénéfice pour le bilan sédimentaire d'une telle action est toutefois nul, puisqu'il n'y a pas eu d'apports, mais seulement un remaniement suivi d'un reprofilage de la plage et de l'avant-dune. À la suite de cette première étape, un ensemble de casiers de ganivelles a été installé pour permettre le maintien de l'avant-dune artificielle et favoriser l'accumulation sédimentaire éolienne (Figure 97 A). Les relevés réalisés quelques semaines après la mise en place de ces ganivelles (14 juillet 2018) permettent d'affirmer que les processus d'accumulation éoliens étaient déjà à l'œuvre, puisque l'avant-dune était déjà intégralement recouverte de sédiments dont la finesse granulométrique indiquait une origine éolienne. Par ailleurs, la consultation de photographies réalisées par *Coral Restoration St-Barth* début janvier 2020 permet de confirmer que les processus éoliens ont été actifs depuis lors, dans la mesure où les casiers de ganivelles sont pleins et les ganivelles presque intégralement enfouies (Figure 97 B).

La troisième phase a été engagée à l'échelle du site et a permis de poursuivre la revégétalisation de l'avant-dune et de la dune qui avait débuté en décembre 2017 (dans l'ouest du site). L'ATE a participé à la sélection des semences, afin d'implanter uniquement des espèces indigènes. En juillet 2018, les effets positifs de cette opération de revégétalisation étaient déjà visibles, puisque le pied de dune était colonisé par une végétation pionnière de Patate à Durand (Figure 97 E), mais non uniformes à l'échelle du site (Figure 97 C). Depuis lors, la recolonisation végétale a continué jusqu'à atteindre aujourd'hui une densité végétale importante en pied de dune et sur la dune (Figure 97 D et F) et a été concomitante à la constitution d'une banquette d'accrétion épaisse dans la partie ouest du site (Figure 97 F).

Ainsi, le cas du projet de restauration du système dunaire de Grande Saline permet de mettre en lumière les effets de rétroaction négatives qu'une action anthropique réfléchie et concertée peut avoir sur les processus de réajustement planimétriques et verticaux d'un site naturel. Bien que les actions de remaniement sédimentaires n'aient pas directement alimenté le site, la mise en place de dispositifs favorisant les processus éoliens a été vertueuse et semble avoir accéléré les processus de réajustement vertical. De plus, les actions de revégétalisation de l'avant-dune et de la dune ont permis, sur la base d'une sélection d'espèces indigènes, d'accélérer la résilience écologique du site.



Photographies B, D et E : Coral Restoration St-Barth, Janvier 2020

Figure 97 – Projet de restauration du système dunaire de Grande Saline. (A) et (B) les casiers de ganivelles installés sur l'avant-dune artificielle ont favorisé les processus éoliens. Progressivement, la végétation recolonise l'avant-dune et la dune. (C) et (D) alors que la résilience de la végétation était quasi nulle en juillet 2018, les opérations de revégétalisation avec des espèces indigènes ont été favorables à la colonisation de la banquette d'accrétion par des espèces pionnières au cours des derniers mois. (E) et (F) la résilience écologique était déjà à l'œuvre en juillet 2018 dans l'ouest du site et s'est poursuivi jusqu'à ce que la végétation colonise une étendue significative au-devant de la dune. Photographies A, C et E: V.Pillet.

Partie Cinq | Discussions et perspectives

Chapitre 12 | Contribution à l'effort de détection et d'attribution des changements morphologiques côtiers sur les petites îles tropicales françaises

1. Contribution à l'effort de détection des changements côtiers sur les petites îles tropicales françaises

1.1. Échantillon traité

À partir d'un travail de photo-interprétation assistée par ordinateur réalisé à différentes échelles temporelles, nous avons numérisé 1800 km de linéaire côtier (ligne de stabilité et limite de végétation, sur les deux zones d'étude, dont près de 90 % en Polynésie) et 550 km de pied de plage (92 % en Polynésie). Au total, la longueur cumulée du linéaire côtier détecté ici équivaut à celui de la façade atlantique métropolitaine.

1.1.1. Les îles coralliennes d'atolls de Polynésie française

Alimenter l'échantillon d'îles coralliennes connu à ce jour

Depuis une dizaine d'années (Collen et al., 2009), la recherche sur l'évolution pluridécennale des îles coralliennes a été en constante progression. Pour l'heure, l'évolution de la surface de 709 îles réparties sur 30 atolls est connue (Duvat, 2019). La détection des changements planimétriques de ces îles repose sur l'analyse de photographies aériennes anciennes – qui constituent généralement la seule source de données historiques disponibles sur ces espaces isolés – et d'images satellites. Toutefois, ces trente atolls pour lesquels des données quantitatives ont été produites ne représentent que 7 % des 439 atolls recensés à l'échelle mondiale. La majorité des atolls étudiés est située dans l'océan Pacifique (29 atolls, 97 % ; 533 îles, 75 %) (Biribo et Woodroffe, 2013; Collen et al., 2009; Duvat, 2018; Duvat et al., 2017a; Duvat et Pillet, 2017; Ford, 2013, 2012; Ford et Kench, 2015; Kench et al., 2018, 2015; le Cozannet et al., 2013; Mann et Westphal, 2014; Rankey, 2011; Webb et Kench, 2010; Yates et al., 2013), tandis qu'un seul atoll de l'océan Indien a été documenté à l'échelle pluridécennale (Huvadho, Maldives, 176 îles, 25 %) (Aslam et Kench, 2017). Il existe donc encore aujourd'hui un réel enjeu scientifique de production de données quantitatives sur l'évolution planimétrique des îles coralliennes à l'échelle mondiale. C'est en partie ce à quoi répond cette thèse.

Sur les îles coralliennes d'atolls, les apports de cette thèse en termes de détection sont multiples et sont d'abord quantitatifs (Figure 98). En s'appuyant sur une démarche analogue de détection des évolutions à partir de photographies aériennes, elle contribue à alimenter l'échantillon connu à l'échelle mondiale. Dans l'archipel des Tuamotu en Polynésie française, l'effort de détection conduit sur l'atoll d'Ahe permet de compléter l'échantillon connu en y ajoutant 74 nouvelles îles et 9 sections d'îles. À ces îles nouvellement étudiées, s'ajoute aussi une réanalyse complète des données produites sur l'atoll de Takaroa sur le temps long (1969-2013). Ces données de long terme ont été enrichies par la production de données nouvelles sur différentes périodes d'étude, dont les étendues temporelles varient de 3 à 18 années. Au total et sur le temps long, cette thèse apporte ainsi de la donnée quantitative sur 141 îles et 15 sections d'îles réparties entre les deux atolls d'Ahe et de Takaroa. Cela représente près de 20 % de l'échantillon d'îles étudié à l'échelle mondiale à ce jour. Avec 254 îles et sections d'îles réparties sur 7 atolls, l'archipel des Tuamotu, plus grand regroupement d'atolls à l'échelle mondiale, est désormais le plus documenté.

Au-delà de renseigner l'évolution de la surface des îles – qui reflètent le comportement de leur partie stabilisée – et de la position des indicateurs de trait de côte à l'échelle pluridécennale, cette thèse a également entrepris de détecter l'évolution de la largeur des plages océaniques de 124 îles réparties entre les atolls de Ahe, Takaroa, Takapoto et Mataiva, situés dans le nord-ouest de l'archipel des Tuamotu. Composées de matériel carbonaté non consolidé et mobile, les plages sont non seulement la composante la plus dynamique des systèmes sédimentaires côtiers, mais aussi les premières menacées par les conséquences potentielles de l'élévation du niveau de la mer (Mann et Westphal, 2014). En ce sens, étudier leur variation de largeur sur le temps long peut permettre de détecter les signaux précoces de l'influence de l'élévation du niveau de la mer sur la morphologie côtière de ces îles basses, ce que ne saurait retranscrire un indicateur situé en haut de plage (ligne de stabilité, limite de végétation). C'est la première fois que cette démarche de détection d'évolution de la largeur des plages est entreprise à une telle échelle (124 îles) sur des îles coralliennes d'atolls. À l'échelle pluridécennale, les travaux conduits sur l'atoll de Takú (Papouasie-Nouvelle-Guinée, océan Pacifique) par Mann et Westphal (2014) étaient jusqu'alors les seuls à quantifier l'évolution de la largeur des plages de neuf îles coralliennes à partir d'une démarche de photo-interprétation assistée par ordinateur.

En plus d'être quantitatifs, les apports de ces travaux sont également spatiaux. D'abord parce qu'ils permettent de documenter l'évolution pluridécennale de l'atoll de Ahe sur lequel aucune donnée historique n'était disponible ; ensuite parce que l'analyse spatialisée des données aux échelles intra- et inter-atolls permet d'interroger le rôle des facteurs d'évolution à ces deux échelles. La production des données sur les atolls d'Ahe et de Takaroa permet non seulement d'analyser les évolutions détectées à l'échelle intra-atoll, mais aussi de produire une analyse comparative à l'échelle inter-atolls. La première échelle permet de mettre en évidence le comportement différencié de la surface des îles, de leur migration sur la couronne récifale et de la position des indicateurs de trait de côte en fonction de l'exposition des côtes (sous le vent/au vent ; côtes océaniques/lagonaires) alors que la seconde permet d'interroger s'il existe des comportements analogues ou divergents entre ces deux atolls proches sur le temps long.

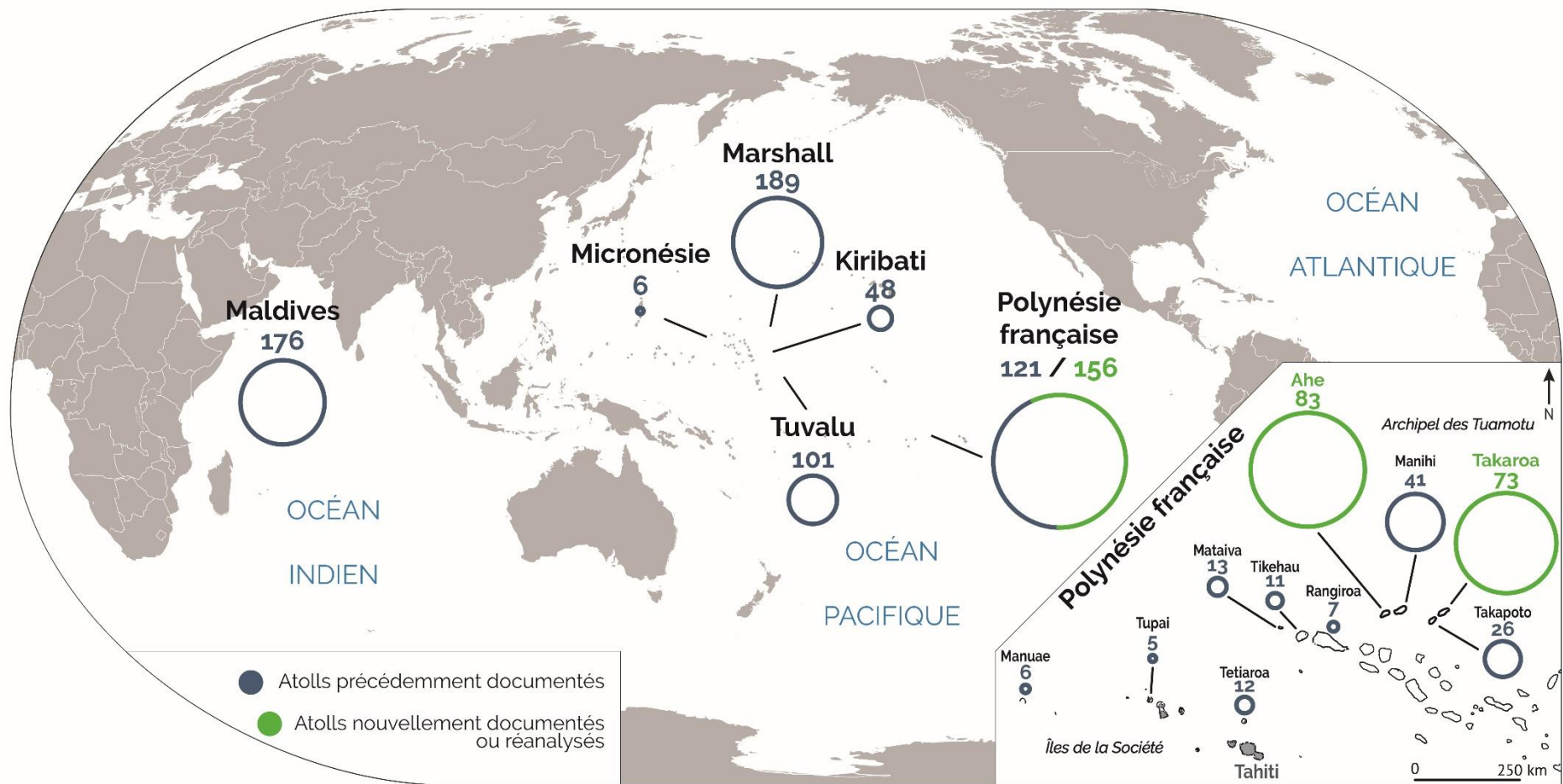


Figure 98 – Répartition des îles coralliennes d'atolls pour lesquelles l'évolution de surface a été détectée à l'échelle pluridécennale. En Polynésie, cette thèse porte sur 156 îles et sections d'îles des atolls d'Ahe et de Takarua. Les atolls étudiés dans le bassin Pacifique ne représentent que 9 % du nombre total d'atolls dans cet océan (Duvat, 2019). Avec 277 îles documentées à l'échelle pluridécennale, dont 254 dans l'archipel des Tuamotu, la Polynésie française est le territoire le plus étudié. Toutefois, les 10 atolls étudiés ne représentent que 13 % des 78 atolls polynésiens. Cette carte met également en évidence les zones où aucun atoll n'a été documenté, comme dans la zone caribéenne, en mer de Chine méridionale ou en Indonésie.

1.1.2. Des îles hautes nouvellement étudiées dans l'Arc Antillais

Dans la zone caribéenne, seul un nombre limité d'îles françaises avaient jusqu'à présent fait l'objet d'une évaluation du comportement planimétrique de la position du trait de côte à l'échelle pluridécennale (Figure 99) ; les travaux se limitaient alors à des études réalisées par le BRGM sur La Martinique et La Guadeloupe (Lachassagne, 1990 ; Roques et al., 2010 ; Lemoigne et al., 2013) (p. 48). Aussi, en dehors des outremer français, aucune autre île haute de cette zone n'a été étudiée selon une approche comparable (détection des évolutions planimétriques à l'échelle pluridécennale). Face à ce constat et dans la mesure où l'effort de détection des évolutions est resté très limité sur les îles hautes tropicales françaises, les apports de cette thèse en termes de détection sont substantiels sur les îles des Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. Ces apports sont d'abord quantitatifs, car l'effort de détection a été mené à l'échelle pluridécennale sur la quasi-totalité des systèmes sédimentaires meubles de Saint-Barthélemy (12 plages) et de la partie française de Saint-Martin (23 plages). Au-delà d'offrir la première évaluation quantitative de l'évolution de la position du trait de côte sur ces deux îles françaises sur le temps long (1947-2017, soit sur 70 années), ils permettent également – parce que le protocole méthodologique déployé est adapté aux spécificités géomorphologiques de ces espaces insulaires – de fournir une fréquence d'observation élevée (un transect tous les dix mètres), nécessaire pour détecter la variabilité spatio-temporelle de la réponse du trait de côte. Au-delà d'interroger le comportement du trait de côte sur le temps long, ces travaux de thèse entreprennent aussi de détecter l'influence des cyclones de septembre 2017 – dont Irma a été le plus intense – sur la morphologie côtière des deux îles (Duvat et al., 2018 ; Pillet et al., 2019) et les temporalités de résilience qui en ont découlées. Ils évaluent également l'influence du facteur anthropique à différentes échelles spatio-temporelles et dans différents contextes météorologiques.

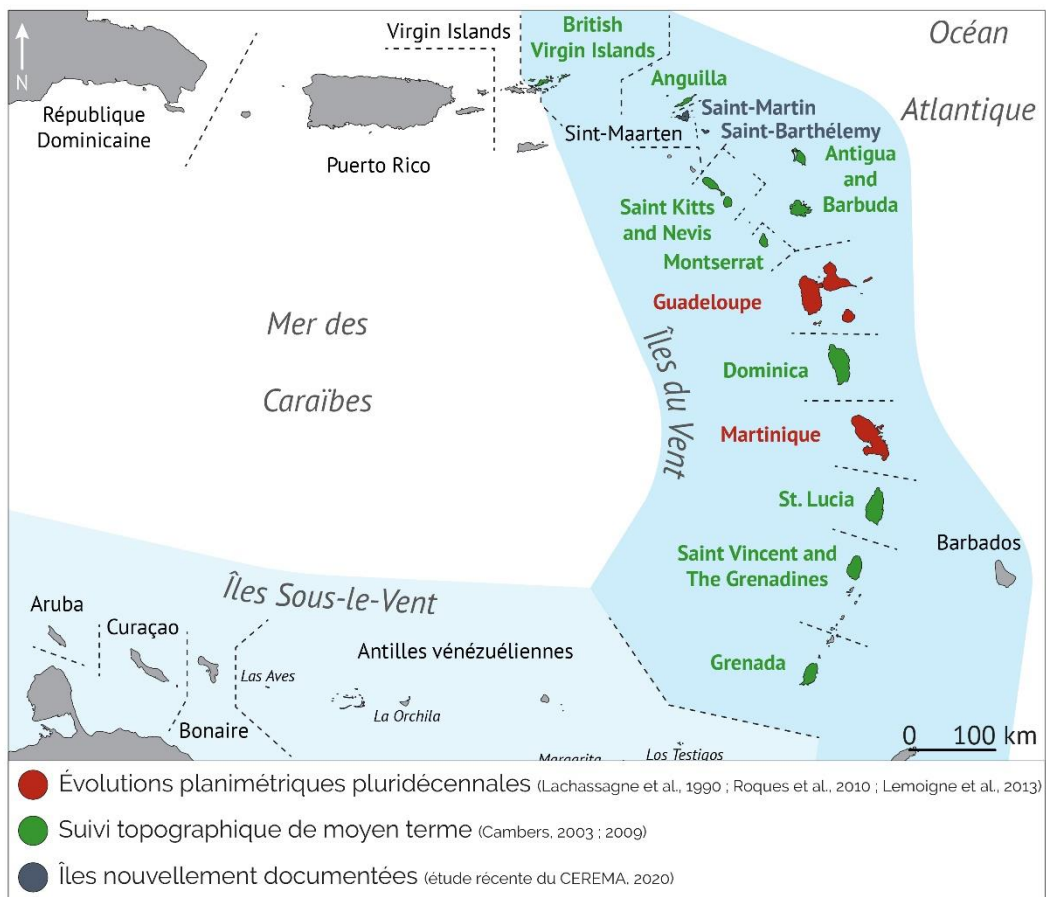


Figure 99 – Répartition des îles caribéennes sur lesquelles des études ont été recensées. Sur les îles françaises, le suivi planimétrique du comportement du trait de côte à l'échelle pluridécennale ne concerne que l'archipel guadeloupéen et la Martinique. Les plages de nombreuses îles de la zone ont fait l'objet d'un suivi topographique (Cambers, 2003 ; 2009). Les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy n'avaient jusqu'à très récemment jamais fait l'objet d'un suivi quantifié de l'évolution de la position du trait de côte de leurs plages.

1.2. Évolutions planimétriques des systèmes côtiers étudiés et significativité des résultats

1.2.1. Trajectoires d'évolution de long terme des îles coralliennes d'atolls

Des trajectoires d'évolution conformes aux résultats des études précédentes

Sur les îles coralliennes d'atolls du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu, les résultats issus de l'effort de détection réalisé dans le cadre de cette thèse corroborent ceux des études précédentes, dans la mesure où seule une part minoritaire des îles s'est contractée (2012). Sur l'ensemble de l'échantillon étudié ici, cette situation ne concerne que 4 % des îles et sections d'îles. Toutefois, alors que les études précédentes ont montré que la stabilité des îles dominait à l'échelle pluridécennale (Duvat, 2019 ; McLean et Kench, 2015), y compris sur les atolls du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu (Duvat et al., 2017a ; Duvat et Pillet, 2017), les résultats obtenus sur les atolls de Ahe et de Takaroa montrent que la majorité des îles de l'échantillon ont vu leur taille s'accroître sur la période d'étude (55 % des îles). Néanmoins, à l'échelle inter-atolls, le comportement des îles est hétérogène et témoigne de la forte variabilité de la réponse des îles aux différents facteurs de forçage ; en ce sens, ces constats sont analogues aux résultats des études précédentes. Par exemple, sur l'atoll de Ahe, les îles se sont essentiellement agrandies (65 %), tandis qu'elles ont surtout été stables à Takaroa (51 %). La comparaison des résultats obtenus sur ces deux atolls avec ceux étudiés dans le cadre de travaux précédents permet, en dépit du caractère hétérogène des évolutions à l'échelle inter-atolls, d'établir des traits communs pour les îles des atolls appartenant à une même aire géographique (à proximité immédiate l'un de l'autre ; Figure 98). Par exemple, les travaux de Yates et al. (2013) sur Manihi établissent que la majorité des îles s'est agrandie (67 %). Les résultats issus de l'effort de détection mené sur Ahe – situé à une quinzaine de kilomètres à l'ouest des côtes de Manihi – aboutissent à des conclusions comparables (65 % des îles ont gagné de la surface). Dans le même sens, les travaux conduits sur l'atoll de Takaroa corroborent les conclusions des travaux de Duvat et Pillet (2017) sur l'atoll de Takapoto, situé à une dizaine de kilomètres à l'ouest des côtes de Takaroa. À Takapoto, la majorité des îles a été stable (41 %) ou en extension (33 %) à l'échelle des dernières décennies (Duvat et Pillet, 2017) . Sur la même période, les îles de l'atoll de Takaroa sont marquées par une proportion à peu près égale d'îles stables ou en extension (51 % et 44 %, respectivement).

En dépit de ces tendances d'évolution homogènes des îles d'atolls situés à proximité immédiate les uns des autres, la mise en perspective des résultats de cette thèse avec ceux des études précédentes confirme qu'il est difficile à plus petite échelle d'aboutir à des modèles d'évolution applicables à un ensemble d'atolls d'un même archipel – ceci est particulièrement vrai pour un archipel aussi vaste que celui des Tuamotu, qui occupe près de 850 km² – ou à l'échelle inter-archipels. Par exemple, alors que les îles des atolls de Ahe et de Manihi se sont essentiellement agrandies, celles de Takaroa, Takapoto (Duvat et Pillet, 2017) et Mataiva (Duvat et al., 2017a) ont surtout été stables, alors même que ces atolls sont tous situés dans le nord-ouest de l'archipel des Tuamotu. Dans le même sens, les travaux menés par Yates et al. (2013) sur les atolls de Manihi et de Manuae montrent que les modalités de réponse des îles coralliennes varient d'un atoll à l'autre : à Manuae, 83 % des îles ont perdu de la surface entre 1955 et 2008.

À Tuvalu, une étude conduite par Kench et al. (2018) conclut, comme pour les atolls de Ahe et de Manihi, que les îles ont essentiellement gagnées de la surface (74 %) à l'échelle pluridécennale (1971-2014), permettant une croissance nette de 73,50 ha de terres émergées et stabilisées à l'échelle de l'atoll. Pareillement, les travaux de Ford et Kench (2016) sur l'atoll de Jaluit (Îles Marshall) montrent que les îles se sont agrandies sur une période de 66 années (1945-2010) (environ +4 % de surface totale à l'échelle de l'atoll). Comment expliquer la variabilité des évolutions aux échelles inter- et intra-atolls ?

La taille initiale des îles comme facteur déterminant de la variabilité de leur comportement à l'échelle pluridécennale

L'un des facteurs influençant le comportement des îles sur le temps long se rapporte à leur taille et est d'ordre morphométrique. Les résultats de ces travaux de thèse corroborent le fait que l'amplitude des taux d'évolution de la surface des îles est fortement contrôlée par leur taille initiale, comme l'ont déjà démontré des travaux antérieurs (Duvat, 2019; Duvat et al., 2017a; Duvat et Pillet, 2017; Kench et al., 2018; McLean et Kench, 2015; Webb et Kench, 2010). Ces résultats permettent également d'appuyer le seuil de 5 ha identifié par Duvat (2019) comme étant la taille en dessous laquelle les îles enregistrent des taux d'évolution sensiblement plus importants et plus dispersés (notamment sur les valeurs extrêmes). Par exemple, nos résultats montrent que sur ces îles de très petite taille, les taux d'évolution décennaux peuvent atteindre les valeurs extrêmes – mais rares – de +121 % voire +345 % sur l'atoll de Ahe. Nos travaux permettent également de discriminer deux autres catégories d'îles selon leur taille et leur comportement : (1) les îles dont la superficie initiale est comprise entre 5 et 10 ha ont généralement une surface stable (84 %) et des taux d'évolutions extrêmes moins dispersés et (2) les îles qui excèdent 10 ha sont stables (95 %). Parmi cette dernière catégorie, rares sont les îles qui ont des taux d'évolution décennaux excédant les 3 % (seuil de significativité retenu) ; c'est certes le cas de l'île-village de l'atoll de Takaroa qui enregistre le taux d'évolution décennal le plus élevé pour sa catégorie (+5 % par décennie), mais cela est dû à une activité de remblaiement significative sur la période d'étude.

L'influence des facteurs météo-marins et anthropiques sur les trajectoires d'évolution des îles coralliennes sera discutée en partie 2.1.2 de ce chapitre (p.362).

1.2.2. Évolution de long terme des systèmes sédimentaires côtiers des îles hautes

L'effort de détection des évolutions planimétriques constitue à ce jour la seule étude réalisée à différentes échelles spatio-temporelles et dans différents contextes météo-marins sur les systèmes sédimentaires de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. Sur ces deux îles hautes, ces travaux sont également les seuls à prendre en compte l'influence du facteur anthropique sur l'évolution de la position du trait de côte, tant à l'échelle pluridécennale que sur les périodes sous influence cyclonique et post-cyclonique (réajustement), alors même qu'il a été démontré que ce facteur joue un rôle clé dans le contrôle des évolutions à l'échelle locale. Ces travaux permettent en ce sens de retracer les trajectoires d'évolution complètes des systèmes sédimentaires, allant de leur déstabilisation de long terme par le facteur anthropique, jusqu'à l'occurrence de cyclones

extrêmes sur des côtes perturbées par 70 années d'aménagement. Sur la base de ces constats, les apports de cette thèse sont substantiels sur ces deux îles hautes françaises.

Comment ont évolué les systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy à l'échelle pluridécennale ?

Les résultats issus de l'effort de détection permettent d'affirmer que la ligne de stabilité des plages étudiées a essentiellement reculé entre 1947 et février 2017 sur les deux îles. Des valeurs de recul (< -3 m) ont été détectées sur 46 % et 75 % des transects utilisés à Saint-Martin et Saint-Barthélemy, respectivement. À Saint-Martin, l'indicateur a secondairement progradé (un tiers des transects) et s'est, dans une moindre mesure, maintenu en position (21 % des transects). À Saint-Barthélemy, la ligne de stabilité a été stable sur 18 % des transects tandis qu'elle a avancé sur 7 %.

En 2020, le CEREMA publiait une synthèse des connaissances sur les dynamiques et l'évolution du littoral des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. En se basant sur la méthodologie de l'indicateur national de l'érosion côtière élaboré dans le cadre de la stratégie nationale de gestion intégrée du trait de côte, des données sur l'évolution de long terme (1947/1954-2010 à Saint-Martin et 1954-2016 à Saint-Barthélemy) ont été produites à une fréquence longitudinale de 200 m (Tableau 18). Si l'on met en perspective les résultats obtenus dans le cadre de nos travaux et ceux obtenus par le CEREMA (2020), on note d'importantes divergences sur certains sites. Par exemple, à Saint-Martin, la synthèse du CEREMA indique qu'environ 30 % du linéaire côtier a reculé (contre 46 %) et que l'évolution du trait de côte est non perceptible (stable) sur plus de 60 % des littoraux saint-martinois (contre 21 %). Dans une moindre mesure, le trait de côte a progradé (environ 10 %). Ce constat est identique pour Saint-Barthélemy, où une situation de stabilité a été détectée sur plus de 90 % (contre 18 %) du linéaire côtier de l'île à l'échelle pluridécennale, tandis que moins de 10 % ont reculé (contre 75 %). Au-delà des tendances générales divergentes à l'échelle des îles, quelques disparités majeures ont été identifiées à l'échelle des sites. En voici quelques exemples. Nos résultats montrent que la plus forte valeur de recul moyenne a été détectée sur le site de la Baie Orientale, situé dans l'est de l'île. Ici, la ligne de stabilité a reculé en moyenne de -47 m entre 1947 et 2017 (soit une évolution de -0,67 m/an ; valeur de recul max. de -160 m). Les résultats exposés dans le rapport du CEREMA sont non seulement différents, mais ils indiquent aussi une tout autre direction des évolutions : ils établissent que le trait de côte a progradé à une vitesse de 0,16 m par an entre 1954 et 2010, soit une avancée totale de 8,96 m. Ce constat est identique pour la Baie aux Cayes, où nous avons détecté une progradation de 37 m entre 1947 et 2017 (+0,53 m/an) alors que le CEREMA observe un recul de près de -41 m (-0,73 m/an), ainsi que sur la Baie Longue (+7,66 m VS -9,52 m). À Saint-Barthélemy, les principales différences identifiées ne concernent pas tant la direction, mais surtout l'amplitude des évolutions : par exemple, nous avons détecté un recul moyen de -18,74 m (1947-2017) à Grande Saline, alors que le CEREMA établit sur ce même site un recul à -11,16 m (1954-2016). Ces variations ne peuvent pas être attribuables aux étendues temporelles différentes entre les deux études (70 années contre 62), dans la mesure où, pour Saint-Martin, ce n'est pas l'amplitude des évolutions qui diverge, mais les directions mêmes des évolutions qui s'opposent (érosion vs accrétion et inversement) (Tableau 19).

Les disparités identifiées entre nos travaux et ceux du Cerema s'expliquent de différentes façons. Les contrastes identifiés à l'échelle des îles (sur le temps long, la proportion du linéaire stable, en recul ou en accrétion) sont possiblement liés aux types de côtes sur lesquelles le CEREMA a entrepris de détecter les évolutions sur le temps long. En effet, au moins la moitié du linéaire sur lequel porte leur étude est constituée de côtes à falaises rocheuses à Saint-Martin, tandis que cette part atteint près de 90 % à Saint-Barthélemy. Parce que le comportement de l'indicateur n'a pas été discriminé selon les types de côtes sur lesquels il a été détecté, cette étude a pour conséquence de « créer » de la stabilité sur les littoraux de ces deux îles, dans la mesure où les côtes à falaises présentent un dynamisme moindre que les littoraux sédimentaires meubles, qui sont caractérisés par une mobilité certaine. Nos résultats portent uniquement sur les côtes sableuses. Ceci explique en partie pourquoi les résultats divergent.

À l'échelle des sites, les résultats fondamentalement opposés ne s'expliquent pas par la raison mentionnée précédemment, dans la mesure où les résultats du CEREMA sont cette fois présentés pour les côtes d'accumulation. Ici, des différences méthodologiques relatives aux choix des indicateurs ou à la finesse de l'effort de détection (échelle de numérisation, connaissance du terrain, rigueur et expérience de l'opérateur en charge de numériser le trait de côte) peuvent expliquer ces contrastes. La volonté de produire un état des lieux à l'échelle nationale pousse à établir un protocole global pour l'ensemble des littoraux français, sans pour autant tenir compte des spécificités du milieu étudié. Outre le fait que les indicateurs de la position du trait de côte varient selon le type de côte ou en fonction du marnage de la zone d'étude (par exemple, sur les littoraux meubles, la limite de végétation est privilégiée sur les côtes à fort marnage alors que la limite du jet de rive est numérisée où le marnage est faible, c.-à.-d. <50cm ; Hédou et al., 2018), les dimensions des côtes d'accumulation ne sont pas considérées et la fréquence des mesures (tous les 200 m) ne permet pas de refléter la variabilité spatiale intra-site du comportement du trait de côte. Aussi, les littoraux des petites îles tropicales présentent des spécificités bien particulières, qui n'ont rien de comparable avec les littoraux métropolitains et les grandes plages de la côte Aquitaine par exemple, sur lesquelles une fréquence de mesure de 200 m est adaptée. Sur les îles hautes, les côtes d'accumulation sont parfois très peu étendues longitudinalement. Réaliser une mesure tous les 200 m revient parfois à n'avoir qu'une ou deux données d'évolution par site. Cela peut être le cas par exemple pour la Baie aux Cayes, Petite Baie, Cul-de-Sac ou Anse Heureuse à Saint-Martin, puisque ces sites s'étendent sur moins 500 m de linéaire côtier. Aussi, sur ces sites, les résultats obtenus divergent entre les deux études (Tableau 19).

De telles disparités sur des sites identiques envoient un signal fort sur la nécessité de conduire l'effort de détection à grande échelle avec un protocole méthodologique adapté aux zones d'étude sur lesquelles portent les travaux (choix des indicateurs, échelle de numérisation, répartition longitudinale des transects...), dans la mesure où les résultats obtenus et publiés par des acteurs majeurs de l'étude de la dynamique des littoraux français peuvent faire office de valeurs de référence pour toute décision prise dans une perspective de gestion ou d'aménagement des littoraux. Se baser sur des données reflétant une progradation sur le long terme pourrait, s'ils s'avéraient être biaisés, être problématique. Bien que l'indicateur national d'érosion n'ait pas

vocation à se substituer aux études conduites à l'échelle locale, il est nécessaire qu'il intègre les spécificités des milieux étudiés et que le protocole méthodologique évolue en ce sens.

Aussi, une des limites majeures que présente l'étude du Cerema est qu'elle exclut de manière systématique l'influence du facteur anthropique sur les évolutions morphologiques côtières, car les calculs n'ont pas été réalisés sur les côtes dites « artificialisées ». Ainsi, aucune donnée de comportement du trait de côte à l'échelle pluridécennale n'a été produite pour Marigot, la Baie de la Potence ou Grand Case à Saint-Martin et pour Flamands, Saint-Jean et Lorient à Saint-Barthélemy (Tableau 19), alors que ces sites sont très densément urbanisés et qu'il existe un réel enjeu d'appui aux gestionnaires des zones côtières dans un contexte de forte exposition aux événements météo-marins extrêmes. Les perturbations anthropiques sont cependant considérées et décrites, mais leur influence sur la dynamique côtière à court, moyen ou long terme n'est pas considérée dans le comportement du trait de côte.

Ensemble, ces limites (non-discrimination des types de côtes, protocole méthodologique non adapté aux petites îles tropicales et exclusion du facteur anthropique) réduisent considérablement la portée et la significativité des résultats publiés par le Cerema, puisqu'ils ne portent finalement que sur une faible part du linéaire meuble à l'échelle pluridécennale (50 % du linéaire à Saint-Martin et à peine plus de 10 % à Saint-Barthélemy), à laquelle a été soustrait une part importante du linéaire rigidifié (estimé à 33 % du linéaire meuble de Saint-Martin et à près de 11 % à Saint-Barthélemy). Bien que cette étude ait été conduite à l'échelle locale, elle est basée sur un protocole de détection conçu pour l'échelle nationale. Bien que cet effort de détection à l'échelle nationale puisse être nécessaire dans un premier temps, notamment sur les sites où aucune donnée quantitative n'est disponible, il ne doit pas se substituer aux travaux réalisés à grande échelle, sur la base d'un protocole de détection adapté aux spécificités du milieu et qui a été éprouvé de nombreuses fois dans divers contextes insulaires tropicaux. Sans connaissance du milieu, l'interprétation des résultats de ces études pourrait conduire à des conclusions erronées, ne reflétant ni le caractère dynamique des systèmes sédimentaires des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, ni l'emprise et l'influence croissante du facteur anthropique sur leurs littoraux.

Étude	Période	Temporalité (années)	Indicateur	Échelle numérisation	Fréquence de mesure (m)	Inclusion des côtes artificialisées
CEREMA, 2020	St.-Martin : 1947/1954-2010 St.-Barthélemy : 1954-2016	St.-Martin : 56/63 St.-Barthélemy : 62	Jet de rive Végétation pérenne	1/2500 ^{ème}	200	Non
Pillet, 2020	1947 - février 2017	70	Ligne de stabilité	1/1000 ^{ème}	10	Oui

Tableau 18 – Comparatif des éléments méthodologiques déployés dans l'étude du CEREMA et dans cette thèse.

Sites	Évolution en m/an	
	CEREMA (2020)	Pillet (2020)
Saint-Martin		
Baie de Petites Cayes	n.d.	-0,06
Petites Cayes	-0,18	n.d.
Grandes Cayes	-0,18	-0,08
Cul-de-sac	1,45	1,44
Baie Orientale - nord	0,16	-0,11
Baie Orientale - centre et sud		-0,68
Baie de l'Embouchure - nord	0,05	-0,26
Baie de l'Embouchure – centre et sud	-0,41	
Baie de Lucas	-0,16	n.d.
Baie Longue	-0,17	n.d.
Plum Bay	-0,19	0,11
Baie Rouge - est	-0,08	-0,03
Baie Rouge - ouest	-0,06	
Baie aux Cayes	-0,73	0,53
Petite Baie	-0,15	0,06
Anse des Sables	0,18	0,15
Baie Nettle	-0,15	-0,04
Marigot	n.d.	0,35
Baie de La Potence	n.d.	0,00
Anse des Pères	-0,28	0,27
Friar's Bay	-0,37	-0,39
Anse Heureuse	-0,15	-0,04
Baie de Grande Case	n.d.	-0,05
Bell Hill Beach	n.d.	0,23
Anse Marcel	-0,17	-0,22
Saint-Barthélemy		
Colombier	-0,08	-0,03
Flamands	n.d.	-0,09
Cayes – Nord	-0,13	
Cayes – Sud	0,01	-0,10
Saint-Jean	n.d.	-0,04
Lorient	n.d.	-0,15
Marigot	-0,07	-0,02
Grand Cul-de-Sac – Est	-0,06	
Grand Cul-de-Sac - Ouest	-0,05	-0,11
Petit Cul-de-Sac	-0,18	-0,11
Toiny	-0,03	-0,08
Grand Fond	-0,12	-0,10
Grande Saline	-0,18	-0,27
Gouverneur	-0,04	-0,05

Tableau 19 – Résultats de la variation de la position du trait de côte en mètres par an sur le temps long en mètres par an. Comparatif entre l'étude du CEREMA et les résultats obtenus dans cette thèse. En orange, les sites sur lesquels la direction des évolutions détectées s'oppose.

2. Attribution des changements détectés sur les petites îles tropicales

2.1. Attribution des évolutions aux facteurs météo-marins

2.1.1. Les houles dominantes comme facteur de variabilité des évolutions à l'échelle intra-atoll sur le temps long

De l'importance de l'exposition des îles aux houles dominantes

Bien qu'il soit possible d'identifier des traits communs pour des îles se développant sur des atolls géographiquement proches (section 1.2, p. 354), les résultats montrent que la variabilité du comportement des îles ne s'exprime pas uniquement pour des atolls distants l'un de l'autre, mais qu'elle est aussi marquée à l'échelle intra-atoll. Les atolls ont de particulier qu'ils se développent dans l'immensité océanique. Les îles qu'ils portent sont soumises à différents types de houles dont les paramètres (saisonnalité, fréquence, nature) varient significativement en fonction de la position de l'île sur la couronne récifale. L'effort de détection conduit sur les atolls d'Ahe et de Takaroa démontre que la réponse des îles n'est pas homogène selon leur position sur la couronne récifale.

Sur le temps long et en dehors des périodes sous l'influence d'événements météo-marins de forte intensité – ici, le cyclone tropical Orama en 1983 – le comportement différencié de l'évolution de la surface des îles est essentiellement attribuable à la direction de provenance des houles dominantes. Cette dernière varie significativement entre le nord et le sud des atolls sur lesquels porte cette thèse. Dans le nord-ouest de l'archipel des Tuamotu, la variabilité de l'exposition des côtes aux houles d'une direction de provenance donnée a été relevée dans les travaux d'Andréfouët et al. (2012) ; ils l'attribuent à ce qu'ils ont appelé l'« *Island shadow effects* » lié à la présence d'une chaîne d'atolls s'étirant sur un axe nord-ouest/sud-est depuis Mataiva à l'extrémité nord-ouest de l'archipel jusqu'à Marokau et Hao (sud-est) qui entrave la propagation des houles depuis le sud du bassin Pacifique. Au nord des deux atolls, où aucun obstacle ne freine leur propagation, les houles d'est générées par les alizés sont les plus récurrentes ; elles représentent près de 25 % et de 40 % de l'occurrence des houles à Ahe et Takaroa, respectivement. D'une fréquence plus faible, des houles de secteurs nord-ouest à nord-nord-ouest atteignent également les côtes nord des deux atolls (de 15 à 20 % des houles). Au sud, le « *islands shadow effects* » explique l'absence de houle de secteur sud à Takaroa. Ici, les houles d'alizé (est et est-nord-est) sont actives près de 90 % du temps. Que ce soit au nord ou au sud des atolls, les houles de secteur ouest-nord-ouest à sud-ouest sont sinon inexistantes, du moins tout à fait exceptionnelles.

Ces différences d'exposition des îles aux houles dominantes expliquent le caractère hétérogène de leurs évolutions de long terme. Par exemple, sur l'atoll de Takaroa, le bilan de l'évolution de la surface des îles est très contrasté selon qu'elles se situent sur la face abritée (ouest) ou exposée (est) aux houles d'alizé. Sur la côte abritée de l'atoll, les îles ont toutes gagné de la superficie sur la période d'étude. Sur la côte exposée, leur comportement est plus hétéroclite ; la majorité des îles est dans un état de stabilité (67 %), tandis qu'elles ont dans une moindre mesure gagné (23 %) ou perdu (10 %) de la surface. Ces résultats corroborent des observations déjà établies pour d'autres atolls de l'archipel des Tuamotu, comme à Manihi

(Yates et al., 2013) ou à Takapoto (Duvat et Pillet, 2017), où les auteurs ont aussi mis en évidence une tendance nette à l'extension des îles situées sous le vent tandis que la stabilité et la contraction dominant sur les côtes au vent.

Cependant, comme c'est le cas sur l'atoll d'Ahe, nos résultats démontrent également que cette différence d'exposition aux houles dominantes n'implique pas systématiquement des dissemblances significatives quant au comportement de long terme des îles coralliennes d'atolls. Le comportement indifférencié des îles de l'atoll d'Ahe fait écho à ce qui avait été détecté à Mataiva entre 1976 et 2015 (Duvat et al., 2017a), où seuls quelques îles et îlots du sud de l'atoll s'étaient agrandis ou contractés sur la période, tandis que le reste des îles avait été stable, quelle que soit leur position sur la couronne récifale. Aussi, la période d'analyse plus courte sur cet atoll peut expliquer ce contraste avec l'atoll de Takaroa.

Ces résultats mettent en évidence qu'il existe, au-delà des tendances générales d'évolution de la surface des îles, une très grande hétérogénéité de leur comportement dès lors que l'on considère leur position sur la couronne récifale et leur exposition. Néanmoins, le paramètre d'exposition n'est pas le seul à avoir une influence significative sur le comportement des îles à l'échelle pluridécennale.

Comportement des indicateurs de trait de côte et migration des îles sur la couronne récifale sur le temps long

L'effort de détection des évolutions de surface des îles est non seulement utile, mais aussi nécessaire pour appréhender les dynamiques globales sur le temps long. La plupart des études ayant entrepris d'étudier l'évolution des îles coralliennes à partir d'une démarche de photo-interprétation ont détecté le comportement de leur surface stabilisée, notamment parce qu'elles ont cherché à savoir si ces îles s'étaient maintenues ou non dans un contexte d'élévation du niveau de la mer. Cette approche masque cependant les spécificités propres au comportement des indicateurs de la position du trait de côte qui renseignent la direction des changements que connaissent les côtes océaniques et lagunaires et qui permettent également de savoir si les îles ont migré ou non sur la couronne récifale à l'échelle de la période d'étude.

À l'image de l'évolution de la surface des îles, le comportement de la ligne de stabilité des faces océaniques et lagunaires est très variable à l'échelle intra-atoll. Cette variabilité s'explique notamment par la variation de l'exposition aux houles, qui diffère selon la localisation des îles sur la couronne récifale. Sur les atolls étudiés ici, les lignes de stabilité océanique et lagunaire des îles des côtes exposées (est) ont généralement été stables en position. À l'inverse, elles ont essentiellement progradé sur les côtes abritées (ouest). La variabilité du comportement de la ligne de stabilité s'exprime surtout à l'échelle intra-atoll, tandis que son comportement est homogène à l'échelle inter-atolls. L'évolution de la ligne de stabilité appuie les constats établis pour l'évolution de la surface des îles. Le caractère majoritairement stable de l'indicateur sur les côtes océaniques et lagunaires des îles de l'est corrobore le fait que ces îles ont été essentiellement stables (67 %). Dans le même sens, la progradation concomitante des côtes océanique et lagunaire explique que les îles de la face ouest aient gagné de la surface à l'échelle pluridécennale.

Bien qu'une grande partie des îles étudiées ait une surface stable, cela ne signifie pas pour autant qu'elles ne se sont pas déplacées sur la plateforme récifale suite de comportements opposés de leurs côtes océaniques et lagunaires. Néanmoins, cette situation reste rare sur les atolls étudiés, puisque la majorité des îles a été stable en position (88 % des îles), bien que leurs côtes océaniques et/ou lagunaires soient caractérisées par un dynamisme certain. Sur les deux atolls, une minorité d'îles a migré sur la couronne récifale (12 %). La direction de la migration de ces îles varie selon de l'exposition des côtes sur lesquelles elles se développent ; sur les côtes exposées, les îles ont migré vers le lagon (8 %) tandis qu'elles se sont déplacées vers l'océan sur les côtes abritées (4 %). Ces résultats corroborent ceux des études précédentes sur deux points. Le premier concerne le fait que la majorité des îles a été stable en position, comme cela a déjà été remarqué sur l'atoll de Takapoto (Duvat et Pillet, 2017), où cette situation concerne toutes les îles étudiées, ou sur l'atoll de Tikehau (Duvat et al., 2017a). Le second se rapporte au fait que les îles peuvent migrer dans des directions différentes en fonction de leur position sur la plateforme récifale. Par exemple, les travaux de Webb et Kench (2010) sur les atolls de Funafuti, Tarawa, Pingelap et de Mokil ont permis de constater qu'une grande majorité (65 %) des îles ont migré vers le lagon, notamment lorsqu'elles se développent sur les côtes exposées des atolls, tandis qu'une île (Paava) située sur la côte abritée de Funafuti s'est déplacée vers le front récifal. Des constats similaires ont été établis par Kench et al. (2015) à Funafuti (Tuvalu), où ils ont détecté des migrations d'îles pouvant atteindre une cinquantaine de mètres sur leur période d'étude. La majorité des îles étudiées s'est déplacée vers le lagon, alors qu'une minorité d'îles de la côte abritée a migré vers l'océan. Toutefois, bien que la direction des déplacements soit différente (vers le lagon/vers l'océan), la direction générale des migrations d'îles sur la plateforme récifale se fait, lorsqu'elle a lieu, dans une direction unique : celle de la direction de provenance dominante des houles, c'est-à-dire d'est en ouest pour les atolls étudiés ici.

2.1.2. Influence des événements météo-marins extrêmes sur les trajectoires d'évolution des îles coralliennes

L'approche de long terme permet d'appréhender le comportement global des systèmes insulaires coralliens. Utile pour comparer la réponse des îles, des indicateurs de la position du trait de côte et de la largeur des plages aux échelles inter- et intra-atolls, elle permet de voir si des modèles se dessinent ou non à ces échelles. C'est ce que nous venons de discuter. Néanmoins, cette approche a pour conséquence de lisser les trajectoires d'évolution des îles, laissant sous-entendre que leurs évolutions sont rectilignes et uniformes dans l'espace et le temps. Or, des travaux antérieurs ont démontré que le comportement des îles n'était ni linéaire ni continu, mais que leur évolution sur le temps long résulte de phases successives de contraction et d'extension de leur surface stabilisée. Ces pulsations ne sauraient être capturées par une approche unique à l'échelle pluridécennale (deux dates seulement).

Ce constat, bien que souvent évoqué, est rarement quantifié dans la mesure où les études se basent souvent sur des images capturées à deux dates séparées de plusieurs décennies. En ce sens, les apports de ces travaux de thèse sont substantiels ; ils abondent en faveur du modèle conceptuel d'évolution d'îles coralliennes proposé sur l'atoll de Jaluit (Îles Marshall) par Ford et Kench (2016) sur la base d'une discussion du modèle de Bayliss-Smith (1988), dans la mesure où

ils démontrent que les trajectoires d'évolution des îles sont ponctuées d'épisodes de contraction de la surface stabilisée, lesquels sont plus marqués sur les îles situées sur les côtes exposées, et auxquels succèdent des phases d'extension, notamment par temps calme. Alors que le modèle de Ford et Kench (2016) considère seulement l'exposition des îles, nous proposons ici d'implémenter le paramètre de la taille initiale des îles, dont l'influence sur l'amplitude des phases de contraction et d'extension a été à maintes reprises établie dans différents contextes géographiques (Duvat, 2018; Duvat et al., 2017a; Duvat et Pillet, 2017; Kench et al., 2018; McLean et Kench, 2015; Webb et Kench, 2010). Qu'est-ce qui explique que la surface stabilisée des îles varie, parfois de manière substantielle, à l'échelle des différentes périodes d'étude ?

Ces variations de surface – qui traduisent une mobilité intense du trait de côte – sont essentiellement liées à la variabilité climatique, autrement dit à l'alternance de périodes de temps calme et de périodes perturbées ; elles démontrent que, malgré leur faible occurrence dans cette partie du bassin Pacifique, les événements météo-marins de forte intensité jouent un rôle majeur sur la morphologie des îles coralliennes. De nombreux travaux ont souligné le rôle clé des cyclones tropicaux dans la formation et l'évolution des îles coralliennes (Baines et al., 1974; Bayliss-Smith, 1988; Duvat et al., 2017a; Duvat et Pillet, 2017; Maragos et al., 1973; Stoddart, 1971; Stoddart et Steers, 1977). Selon les cas, ils peuvent avoir un rôle érosif ou constructeur ; dans cette dernière situation, ils permettent l'accumulation de volumes sédimentaires parfois importants sur le platier récifal ou sur les îles. Néanmoins, parce que cette thèse repose essentiellement sur des données planimétriques, nous ne sommes pas en mesure de discuter ceci.

La disponibilité de séries d'images aériennes successives sur les atolls de Ahe (1961-1981-1984-1993-2015) et de Takaroa (1969-1981-1984-1995-2013) permet de démontrer que la variabilité climatique, et notamment le cyclone Orama (février 1983), a significativement contrôlé les évolutions planimétriques des îles de ces deux atolls. L'influence de la variabilité climatique sur la morphologie des îles se traduit de deux façons : (1) lors des périodes de temps calme, les îles ont tendance à gagner en surface stabilisée tandis qu'elles (2) se contractent lors des périodes sous l'influence d'un événement météo-marin extrême. Les résultats de cette thèse montrent que la période de retour de ces phases (extension/contraction) est commandée par la variabilité climatique, alors que leur intensité est surtout contrôlée par la taille initiale des îles et par leur position sur la plateforme récifale (exposition). Par exemple, les îles de plus petite taille sont celles qui ont connu les taux d'évolution les plus marqués, que ce soit par temps calme (extension) ou en réponse au cyclone Orama (contraction). Dans le même sens, les résultats montrent que, indifféremment de leur taille, les îles les plus exposées – dans ce cas à l'est, puisque la trajectoire d'Orama s'inscrit au sud-est des deux atolls – sont celles qui ont proportionnellement perdu le plus de surface (taux d'évolution). C'est ce que montrent les modèles de trajectoire d'évolution des îles naturelles à l'échelle pluridécennale proposés dans la Figure 100. Ces constats sont comparables aux modèles d'évolution proposés par Bayliss-Smith (1988), dans la mesure où ce dernier avait identifié ces processus d'extension et de contraction. Toutefois, selon son modèle, les motu et les cayes sableuses s'inscrivent dans une tendance de décroissance de leur surface sur le long terme, laquelle est ponctuellement interrompue (accélérée) par des épisodes d'extension (contraction) sur les motu (cayes) attribués à l'influence

des événements météo-marins extrêmes. Nos résultats contredisent ces deux points (tendance à la décroissance et extension des motu en réponse à un cyclone). En revanche, les modèles proposés par Ford et Kench (2016) correspondent davantage à ce que nos résultats révèlent pour les motu du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu. Sur la base de la détection des impacts du cyclone Ophélie (1958) sur l'atoll de Jaluit (Îles Marshall), ils suggèrent que les îles s'inscrivent dans une tendance d'extension de leur surface stabilisée sur le long terme et que l'intensité des changements varie selon l'exposition des îles, notamment pour celles qui sont les plus exposées et dont la croissance est interrompue par une contraction épisodique de leur surface en réponse aux houles et aux vents cycloniques.

L'effort de détection du comportement des indicateurs de trait de côte lors des périodes sous influence cyclonique et post-cyclonique (temps calme), lors de laquelle s'amorcent et opèrent les processus de réajustement, montre que leur réponse varie de manière significative à plusieurs échelles et que le cyclone Orama a engendré des changements significatifs et rapides. Lors des périodes sous influence cyclonique, les modalités de réponse de la limite de végétation des îles montrent de fortes disparités spatiales, s'exprimant essentiellement à l'échelle inter-atolls : alors qu'elle a essentiellement reculé à Ahe sous l'influence des houles et des vents cycloniques, elle a été stable à Takaroa. Ces résultats sont étonnants, dans la mesure où le cyclone Orama est passé plus près de Takaroa (environ 20 km) que de Ahe (environ 70 km). Ils peuvent néanmoins s'expliquer par le fait que Orama a progressivement gagné en intensité à mesure où il transitait au large des deux atolls selon une trajectoire nord-est/sud-ouest. Takaroa a alors été exposé le premier, au moment où Orama avait une intensité moindre.

La variabilité de la réponse de la limite de végétation est également prononcée à l'échelle intra-atolls. Toutefois, elle ne concerne pas seulement la direction des évolutions, mais aussi leur intensité. Par exemple, à Ahe, alors que le recul de la limite de végétation océanique concerne toutes les îles étudiées, les valeurs moyennes de régression sont plus importantes sur les côtes exposées que sur les côtes abritées. Il en est de même pour la part des transects en recul, qui est significativement plus importante sur les côtes exposées, traduisant une tendance au recul généralisée. Sur les côtes abritées, la réponse du trait de côte est plus hétérogène, reflétant une forte variabilité longitudinale des conséquences des houles et des vents cycloniques. Ces résultats corroborent ceux des études de Duvat et Pillet (2017) et de Duvat et al. (2017a), dans lesquelles l'importante variabilité de la réponse du trait de côte a également été relevée sur les atolls de Takapoto et de Mataiva. Sur la période post-cyclone, la limite de végétation a progradé sur l'atoll d'Ahe et a été stable à Takaroa. Ceci ne traduit pas spécialement de disparité dans la capacité de recolonisation végétale des deux atolls, mais s'explique par le fait que les îles de l'atoll de Ahe ont connu un recul plus marqué de la limite de végétation. Aussi, le réajustement n'a été que partiel, puisque l'indicateur n'a pas retrouvé sa position pré-cyclone, indiquant qu'une période de 9 (Ahe) à 11 années (Takaroa) n'a pas été suffisante pour que la résilience écologique (développement de la végétation côtière) des îles coralliennes aboutisse. Parce qu'ils sont planimétriques, les résultats ne nous permettent pas de discuter du réajustement vertical et morphologique du système insulaire.

Alors que des études précédentes concluaient, sur la base de la détection du comportement du pied de plage, que les houles cycloniques avaient été un vecteur de transport de matériel frais depuis le récif vers les îles, les résultats obtenus sur les atolls de Ahe et de Takaroa montrent que ces apports ont été sinon nuls, du moins limités sur les îles étudiées. En effet, que ce soit sur l'atoll de Ahe ou de Takaroa, sur les faces abritées ou exposées aux houles et aux vents cycloniques, le pied de plage des faces océaniques et lagunaires des îles a été majoritairement stable sur la période sous l'influence d'Orama. Cette stabilité du pied de plage peut traduire deux choses : soit les apports sédimentaires ont été quasi-nuls à la côte et l'action des houles n'a pas entraîné de remobilisation significative du matériel en place (qui se serait traduit par un recul du pied de plage, par exemple), soit les apports ont compensé les pertes engendrées par les houles cycloniques. Néanmoins, en raison de la finesse de notre période d'étude (1981-1984) et du fait que notre étude repose sur la détection d'évolutions planimétriques, ne nous sommes pas en mesure de défendre l'une de ces hypothèses, les deux étant plausibles. De plus, la stabilité du pied de plage sur la période de réajustement indique qu'il n'y a pas eu de processus de

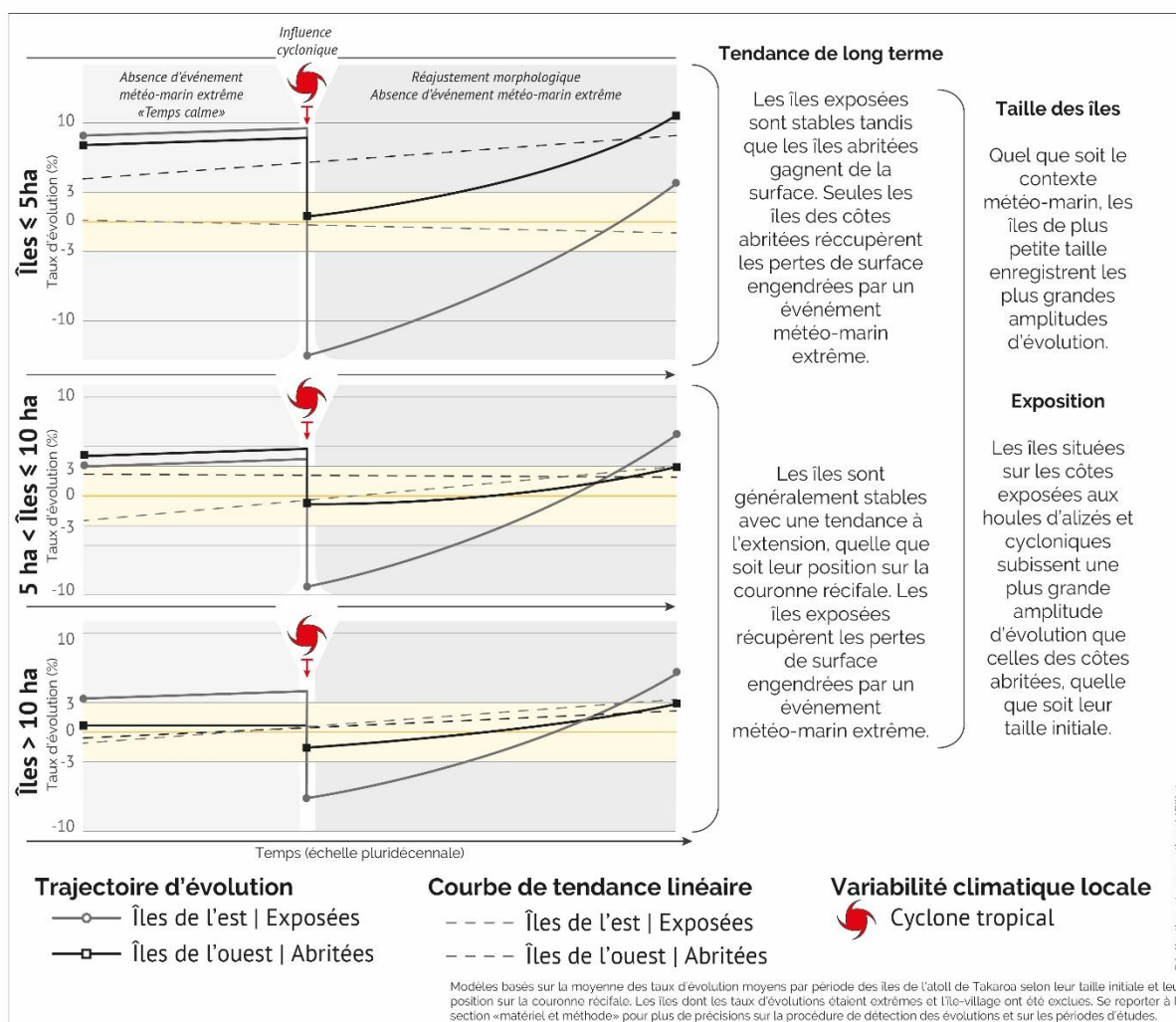


Figure 100 – Modèles conceptuels de l'influence des événements météo-marins extrêmes sur les trajectoires d'évolution pluridécennales d'îles coralliennes naturelles. Basé sur le taux d'évolution moyen par période des îles de l'atoll de Takaroa, ce modèle montre que les îles n'ont pas une trajectoire d'évolution rectiligne et continue dans l'espace et le temps. Les îles de plus petite taille et les îles les plus exposées subissent les plus grandes amplitudes de changement. Il exclut les îles-villages qui ont des trajectoires d'évolutions atypiques, car rectilignes.

remaniement ou de redistribution sédimentaire d'amplitude suffisamment importante pour être détecté.

2.1.3. Interactions des facteurs d'évolution sur les systèmes sédimentaires des îles hautes et implications pour la gestion des zones côtières

Sur les littoraux, les différents facteurs d'évolution agissent de manière concomitante et son en perpétuelle interaction. Évaluer ces interactions est une démarche particulièrement complexe, notamment lorsque les données sur lesquelles repose cette appréciation sont essentiellement planimétriques ou qualitatives. Néanmoins, nous avons entrepris cette démarche sur les plages de l'île de Saint-Barthélemy, où le protocole méthodologique déployé nous a permis d'analyser l'entier spectre des impacts des cyclones de septembre 2017 sur la morphologie côtière. L'effort de détection et les relevés réalisés sur le terrain ont permis de mettre en évidence la très forte variabilité spatiale des impacts des cyclones sur les systèmes sédimentaires de l'île de Saint-Barthélemy, ce qui corrobore les observations réalisées par des études précédentes sur d'autres îles (Cambers, 2009; Duvat et al., 2018, 2017b, 2016a; Etienne, 2012; Ford et Kench, 2014; Rey et al., 2019). L'approche couplée entre l'utilisation des outils géomatiques et des relevés réalisés sur le terrain a rendu possible l'attribution des changements détectés à différents facteurs de forçage et d'interroger s'il existait ou non des liens entre les évolutions détectées et le degré d'anthropisation (rigidification du trait de côte, largeur de la zone végétalisée non bâtie) (Pillet et al., 2019).

Si l'exposition des côtes explique l'hétérogénéité des impacts à l'échelle inter-façades et inter-sites, comment expliquer les contrastes qui ont été détectés à l'échelle intra-site? Les résultats obtenus permettent de démontrer que la variabilité des impacts des cyclones aux échelles intra-sites (entre les portions de côtes naturelles et artificielles et en fonction des variations de largeur de la zone végétalisée non bâtie) et inter-sites (entre les sites « naturels » et densément aménagés) est quant à elle surtout liée au degré d'anthropisation de la zone côtière. Cette évaluation a été rendue possible grâce à une approche par transects réalisée à grande échelle qui repose sur l'élaboration d'un nouveau protocole méthodologique propre à la thèse (Pillet et al., 2019). La multiplication des indicateurs de trait de côte et contextuels et leur utilisation synchrone, a permis de démontrer qu'il existait une corrélation forte entre le degré d'anthropisation sites étudiés et la nature et l'intensité des impacts des cyclones de septembre 2017.

Deux interactions principales entre les houles et les vents cycloniques et les constructions côtières ont été de ce fait identifiées. La première est relative à la rigidification du trait de côte, pour laquelle nous avons déterminé qu'elle avait une influence majeure sur l'intensité et la variabilité spatiale de la réponse de la ligne de stabilité. La seconde concerne l'influence de la largeur de la zone végétalisée non bâtie en situation post-cyclone. Nous avons mis en évidence que les constructions longitudinales côtières présentes à une distance inférieure à trente mètres jouaient un rôle prépondérant sur (1) la propension au recul du trait de côte et (2) sur sa rigidification croissante post-cyclone en réponse à la destruction complète de la végétation qui se développait dans cette zone (c.-à-d. la zone végétalisée non bâtie).

Ces interactions ont des implications majeures pour la gestion des zones côtières sur les îles tropicales dans la mesure où la dégradation progressive du service écosystémique rendu par la végétation (réduction de la largeur de la zone végétalisée non bâtie à l'échelle pluridécennale, défrichement, rigidification du trait de côte) annihile le caractère dynamique des systèmes sédimentaires côtiers et exacerbe les impacts des houles cycloniques sur la morphologie côtière. Nous avons discuté dans une étude précédente (Pillet et al., 2019) de la nécessité d'instaurer une distance minimale depuis le trait de côte pour l'implantation de nouvelles constructions (50 m). Cette distance minimale permettrait d'absorber l'énergie des houles et des vents cycloniques qui agissent sur les plages et de réduire les impacts érosifs de ces événements (nous avons vu que les impacts étaient les plus intenses dans une bande de trente mètres depuis la limite de végétation pré-cyclone). Aussi, cette distance minimale permettrait de maximiser la probabilité qu'une bande de végétation côtière d'une vingtaine de mètres persiste après le passage d'un cyclone (Irma étant l'un des cyclones les plus puissants ayant touché Saint-Barthélemy, il offre un aperçu probablement fidèle de ce que pourraient être les impacts d'un événement extrême de « référence »). Cette bande de végétation résiduelle permettrait non seulement d'atténuer l'énergie des houles dans le cas d'événements successifs, comme ce fut le cas en septembre 2017, mais aussi de favoriser la résilience écologique et morphologique post-cyclonique (les résultats de l'évaluation du réajustement des systèmes sédimentaires sur une période de dix mois mettent en évidence que les sites les plus naturels sont ceux qui présentent un degré de réajustement plus important).

Néanmoins, sur ces îles tropicales où l'espace disponible est déjà contraint et où le secteur touristique occupe une place première dans l'économie locale, l'instauration d'une telle réglementation (imposer une zone végétalisée non bâtie de 50 mètres au minimum) exacerberait encore davantage la pression foncière. Un entretien avec des acteurs publics a également permis de soulever la question de l'acceptabilité par les sociétés insulaires d'une telle contrainte. Toutefois, d'autres solutions sont possibles et avaient déjà été engagées en juillet 2018 sur les systèmes côtiers de Saint-Barthélemy. Par exemple, les opérations de reconstitution de la zone végétalisée non bâtie par la revégétalisation du haut de plage ont été encouragées par l'Agence Territoriale de l'Environnement (appui scientifique à des projets de restauration des systèmes dunaires, élaboration de fiches guides des espèces indigènes à favoriser...). En ce sens, le projet de restauration dunaire du site de Grande Saline constitue un exemple concret d'application sur un site naturel de solutions proposées dans notre étude (Pillet et al., 2019). Toutefois, ces actions devraient être priorisées sur les sites les plus aménagés, où le trait de côte était presque intégralement rigidifié en septembre 2017. Cela permettrait de restaurer une zone végétalisée non bâtie pleinement fonctionnelle et d'accroître les aménités paysagères de sites touristiques.

2.2. **Une contribution substantielle des activités anthropiques aux évolutions à l'échelle locale sur les petites îles tropicales**

2.2.1. **Trajectoires d'évolution linéaires sur les îles-villages : de l'influence du facteur anthropique à l'échelle locale**

Un des enjeux scientifiques de cette thèse est d'essayer d'individualiser la contribution des multiples facteurs de forçage commandant les dynamiques côtières dans divers contextes insulaires tropicaux à différentes échelles spatio-temporelles. Or, la perpétuelle interaction de ces facteurs rend cette tâche particulièrement complexe. Néanmoins, aborder la question de la détection des évolutions à grande échelle (qui est la plus pertinente pour satisfaire cet objectif), en centrant l'analyse sur les îles les plus aménagées permet – parce que les interventions humaines y sont généralement marquées et détectables sans difficulté – d'attribuer les changements planimétriques observés aux activités anthropiques avec une confiance forte. Parce que l'effort de détection et d'attribution a surtout été climat-dominant, l'influence des activités humaines est souvent décrite de manière qualitative et succincte dans les études. À ce jour, seul un nombre limité de travaux ont entrepris de quantifier la part des évolutions observées à l'influence du facteur anthropique. Une étude récente a établi une liste de vingt types de perturbations anthropiques qui modifient les processus naturels et que l'on rencontre sur les atolls de l'archipel des Tuamotu (Duvat et al., 2019). Parmi ces perturbations distribuées entre la zone intertidale, la zone côtière ou les parties internes des îles, deux affectent particulièrement le fonctionnement des îles coralliennes : l'extraction de sédiments sur les plages ou le dragage de matériel depuis le platier récifal et le remblaiement.

Nous centrons ici la discussion sur deux points qu'il a été possible de traiter à partir des images aériennes anciennes à l'échelle pluridécennale. Nous discutons d'abord de l'influence des activités de remblaiement sur les évolutions planimétriques et de leurs répercussions sur les trajectoires d'évolution des îles coralliennes les plus aménagées. Nous abordons ensuite – parce qu'elle est en grande partie directement liée au remblaiement – la question de l'artificialisation du trait de côte et de ses retentissements sur la dynamique du système insulaire. Cette discussion n'aborde pas l'influence des activités anthropiques sur le transit sédimentaire longitudinal dans la mesure où les contraintes liées à l'exploitation d'images aériennes anciennes n'ont pas permis d'aboutir à des conclusions probantes (capacité de détection du pied de plage limitée sur les côtes lagunaires, où se concentre la majeure partie des perturbations anthropiques). Nous discutons toutefois de ce point dans les limites de nos travaux.

Alors que la variabilité climatique et la direction de provenance dominante des houles associées aux caractéristiques morphométriques des îles (leur taille, notamment) expliquent leurs comportements contrastés aux échelles intra- et inter-atolls, aussi bien sur le temps long que sur des périodes temporelles plus courtes, les trajectoires d'évolution des îles les plus aménagées (ici, les îles-villages) sont essentiellement commandées par l'intensité et la nature des interventions anthropiques à l'échelle locale ; elles expliquent les variabilités inter-îles et les trajectoires d'évolution atypiques de ces îles à très grande échelle.

Sur les atolls étudiés, l'analyse des images aériennes anciennes révèle que les perturbations n'ont eu de cesse de croître à l'échelle des dernières décennies. Des travaux précédents ont

montré que la multiplication des perturbations anthropiques entraîne des modifications morphologiques côtières directes (remblai, modification de la topographie, rigidification du trait de côte) et indirectes (modification des processus hydrosédimentaires) qui ont une influence majeure à l'échelle locale et pluridécennale (Biribo et Woodroffe, 2013; Duvat, 2013; Duvat et al., 2017a; Duvat et Magnan, 2019; Duvat et Pillet, 2017; Ford, 2012; Ford et Kench, 2015; Kench et al., 2015; Xue et Howorth, 2003). Nos travaux démontrent que le besoin d'espace a indubitablement entraîné une croissance artificielle de la superficie des îles-villages par remblaiement des eaux peu profondes. En ce sens, ils corroborent les résultats des études réalisées à Tarawa Sud (Biribo et Woodroffe, 2013), à Huvadho (Aslam et Kench, 2011) et sur 608 îles des Maldives (Duvat et Magnan, 2019), où il a été démontré que le remblaiement entraînait une croissance certaine des îles, et où le nombre d'îles sur lesquelles l'homme a recours au remblaiement a connu une augmentation significative sur une dizaine d'années.

Nous l'avons montré, la contribution des remblais à la croissance de la surface des îles est variable dans le temps, mais elle est généralement significative. Si les gains de surface des îles villages de Takarua (1969-2013) et de Manihi (1961-2001) avaient déjà été soulignés par Duvat et al. (2017a) et par Yates et al. (2013), les résultats de cette thèse permettent d'affirmer – parce que l'effort de détection a été conduit sur des intervalles d'études successifs – que c'est lors des périodes où la croissance démographique a été la plus rapide que les surfaces remblayées ont été les plus importantes.

Ces îles, dont la surface initiale était de 20 (Ahe), 11 (Takarua) et de près de 25 ha (Manihi), enregistrent des taux de croissance anormalement élevés pour la classe d'île à laquelle elles appartiennent. L'influence des remblais sur les évolutions des îles-villages est significative et implique qu'elles s'inscrivent dans une trajectoire rectiligne, s'opposant fondamentalement aux trajectoires d'évolution des îles naturelles, dont nous avons démontré le caractère dynamique. En conséquence, un modèle d'évolution propre aux îles densément aménagées que sont les îles-villages est proposé en Figure 101. Il montre qu'elles ont non seulement gagné de la surface, mais qu'elles ont surtout perdu leur caractère dynamique : par exemple, lors du passage du cyclone Orama, ces îles sont restées stables et ont même vu leur surface s'accroître sur les périodes suivantes. Si l'on peut penser que cette trajectoire de croissance linéaire traduit le bon état de santé passé de ces îles et qu'elle est un signal positif pour leur maintien dans le futur, elle reflète en réalité le caractère rigide et artificiel des côtes de ces îles. Les résultats montrent en effet qu'en plus d'accroître artificiellement la superficie des îles, le remblaiement a entraîné une rigidification croissante de la zone côtière par l'implantation d'ouvrages longitudinaux destinés à soutenir et protéger les zones gagnées sur la mer. Par exemple, alors que les côtes de l'île village de Takarua étaient presque intégralement naturelles en 1969, elles étaient presque entièrement artificielles en 2013. Cette rigidification croissante a également été détectée à Manihi et à Ahe. Le caractère rigide des côtes de ces îles où se concentrent la plupart des enjeux humains et économiques réduit fortement leur capacité d'adaptation naturelle et implique que, en l'absence d'interventions anthropiques supplémentaires qui auraient pour conséquences de déstabiliser encore davantage le système insulaire, leur maintien dans le futur est compromis. L'une des conséquences les plus néfastes de cette artificialisation croissante et désormais critique des îles

est l'interruption des échanges sédimentaires transversaux entre le récif et les îles. La présence d'ouvrages longitudinaux étanchéfie le système insulaire et le prive de tout apport de matériel frais ; ces derniers sont pourtant l'une des clés du maintien et de la croissance des îles. L'influence majeure du facteur anthropique à l'échelle locale a été récemment démontrée par Duvat et Magnan (2019) sur la base d'un échantillon de 608 îles des Maldives. Les résultats de cette étude montrent, qu'en une dizaine d'années, les effets directs (destruction mécanique du platier récifal) et indirects (artificialisation du trait de côte, extraction sur le platier récifal des matériaux nécessaires au remblaiement) des activités humaines ont eu des impacts sur le service de protection côtière fourni par l'écosystème récifal et qu'elles compromettent sérieusement la capacité de ces îles à se maintenir dans le futur. La situation sur les îles les plus densément aménagées est en ce sens comparable à celle rencontrée sur les îles maldiviennes aménagées.

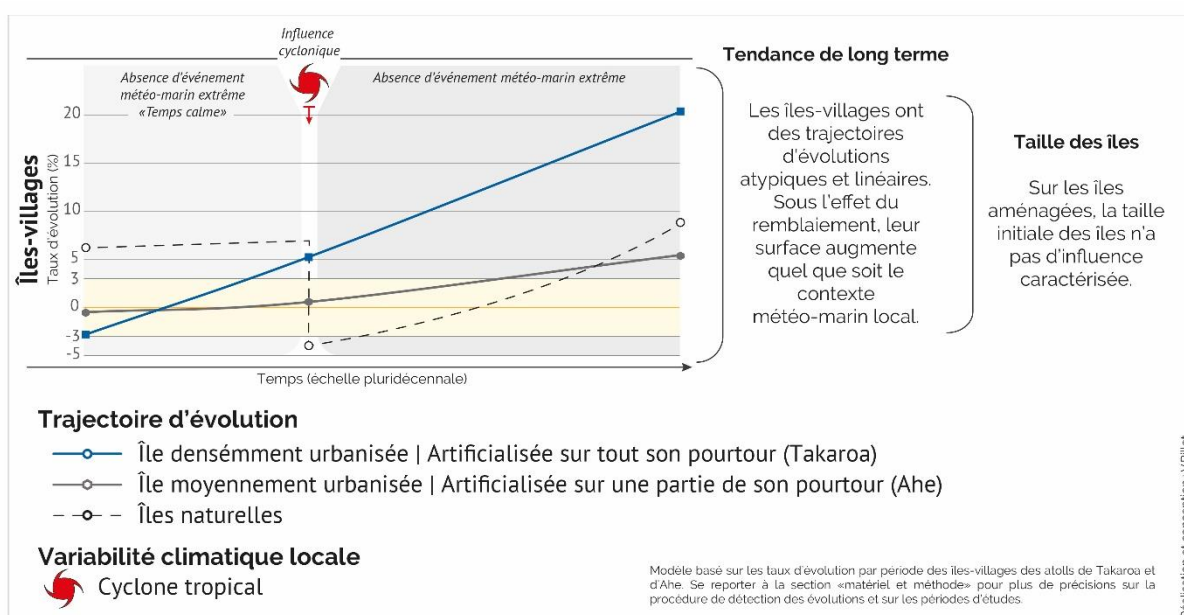


Figure 101 – Modèle conceptuel de l'influence des activités de remblaiement sur les trajectoires d'évolution pluridécennales d'îles coralliennes aménagées. Ce modèle montre que les îles-villages s'inscrivent dans une trajectoire rectiligne qui traduit la perte de leur dynamisme et de leur capacité naturelle d'adaptation.

2.2.2. **Déstabilisation progressive des systèmes sédimentaires des îles hautes à l'échelle pluridécennale : conséquences d'un aménagement intense des zones côtières**

Les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy ont connu depuis 1950 une croissance démographique significative. Cette croissance démographique, aussi subite que rapide, associée à l'exiguïté spatiale qui caractérise les zones côtières basses de ces deux îles, a indubitablement conduit à la concentration des populations et des infrastructures à proximité du trait de côte. Cette concentration des hommes dans une proche bande côtière a des implications majeures pour la capacité d'adaptation naturelle des systèmes sédimentaires côtiers de ces deux îles. La déstabilisation des côtes a été progressive et échelonnée sur les dernières décennies. C'est ce que démontrent nos résultats.

D'abord, la détection de l'évolution de la largeur de la zone végétalisée non bâtie (espace non bâti situé entre la ligne de stabilité et les premiers enjeux humains vers les terres) montre que, sur les deux îles, cette dernière a connu une réduction drastique de sa largeur sur le temps long et qu'elle a même disparue par endroit (par exemple, à Saint-Martin, sa largeur moyenne est passée de 108 m en 1947 à 31 m en 2017). La réduction de la largeur de la zone végétalisée non bâtie s'est faite de plusieurs façons : soit elle est le résultat d'un recul du trait de côte associé à une densification du bâti en arrière-plage (ex. : Baie de la Potence), soit elle s'est contractée en raison d'une progradation artificielle du trait de côte (par exemple, à la suite de la réalisation d'un remblai) associé à sa rigidification (ex. : Marigot à Saint-Martin). Dans ce dernier cas, la zone tampon a généralement disparu. Sur ces deux îles, les résultats démontrent que l'urbanisation intensive des zones côtières peut conduire à diminution voire, lorsqu'elle a disparu, à une annihilation du rôle de protection qu'offre la zone végétalisée non bâtie.

Ensuite, nos résultats montrent que les littoraux meubles des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy ont été progressivement artificialisés entre 1947 et 2017 (fixés par des ouvrages et aménagements longitudinaux). Cette rigidification des côtes a des implications significatives et fondamentalement néfastes sur son caractère dynamique. Sur ces deux îles, l'urbanisation progressive des zones côtières basses et le contexte de forte exposition aux événements météorologiques extrêmes expliquent la multiplication des ouvrages de protection lourds (enrochements, murs verticaux...) visant à réduire la vulnérabilité des hommes et des enjeux. Cette rigidification du trait de côte est considérable à Saint-Martin, où la part du linéaire fixé est passée de 0,15 % en 1947 à 33 % en 2017 : sur les sites étudiés, 7400 m de côtes sont artificialisés. Certains sites parmi les plus aménagés ont jusqu'à 77 % de leur linéaire rigidifié en 2017. À Saint-Barthélemy, l'artificialisation des côtes est proportionnellement moins importante sur la période d'étude (11 % du linéaire des plages étudiées fixées en 2017). Ensemble, la réduction drastique de la largeur de la zone végétalisée non bâtie et la rigidification du trait de côte conduisent à la déstabilisation progressive des systèmes sédimentaires côtiers et traduisent des phénomènes importants de compressions côtières sur les sites les plus densément urbanisés. Des études précédentes réalisées sur différents types de côtes ont montré que ces phénomènes de compressions côtières réduisent la capacité d'adaptation naturelle des systèmes sédimentaires côtiers, notamment parce que le caractère dynamique – leur propension à prograder ou à reculer – des plages et des

zones côtières et leur capacité à répondre à des pressions épisodiques – tels que les cyclones tropicaux – ou structurelles sont l'une des conditions essentielles à leur maintien sur le temps long. L'emprise du facteur anthropique sur les systèmes côtiers révélée par nos résultats appuie l'idée selon laquelle les activités humaines doivent dans la mesure du possible être intégrées à l'étude des dynamiques côtières. L'exclure revient à occulter l'un des facteurs les plus actifs à l'échelle locale.

Bien que la compréhension des processus passés soit nécessaire pour nourrir la connaissance fondamentale, ils ne donnent pas une image fiable des évolutions futures. Néanmoins, leur analyse est une des clés pour comprendre la situation présente, puisque cette dernière est un héritage des évolutions passées (Woodroffe, 2002). En ce sens, analyser les modalités d'aménagement et les évolutions passées permet d'identifier les processus qui ont conduit à la déstabilisation des systèmes côtiers ; elle est nécessaire pour appréhender le contexte dans lequel les facteurs de forçages et leurs interactions actuelles et futures sont susceptibles de se faire.

3. Apports méthodologiques, limites des travaux et perspectives de recherches

3.1. Apports pour l'effort de détection des évolutions planimétriques en milieu insulaire tropical

3.1.1. De l'importance du choix des indicateurs de trait de côte dans l'effort de détection des évolutions planimétriques

Le caractère dynamique des zones côtières et leur grande diversité (géomorphologique, géologique, écologique, anthropique) rend complexe la démarche de détection de leurs évolutions, notamment lorsque celle-ci repose sur des photographies aériennes anciennes. Malgré cela, l'analyse de la dynamique du trait de côte à partir d'un protocole basé sur la photo-interprétation assistée par ordinateur est devenue courante, notamment lorsque les images aériennes anciennes constituent l'unique source de données historiques. La détection de la position du trait de côte à partir d'un ensemble d'images (photographies aériennes anciennes et images satellites) présente deux avantages majeurs : (1) elle permet d'acquérir des informations sur des îles où les données historiques n'existaient pas et (2) son coût (temporel et financier) est bien moindre que celui sous-jacent aux relevés réalisés in situ, tout en permettant de couvrir de vastes portions de côte (Holdaway et Ford, 2019). La multiplication des études reposant sur ces données photographiques a permis des progrès notables en termes de méthodes d'acquisition et de saisie de la donnée, mais l'absence de protocole commun entraîne une comparabilité limitée des données produites.

Lorsque l'on travaille à partir de photographies aériennes anciennes, le choix de l'indicateur utilisé pour détecter les évolutions planimétriques est crucial, car il constitue le socle même de l'effort de détection et conditionne en ce sens la robustesse des résultats. La pertinence de l'indicateur utilisé fixe également le cadre et les limites de la capacité d'attribution des évolutions détectées. Comme l'ont démontré les études précédentes, l'effort de détection des évolutions à

partir d'une approche multi-indicateurs conduite dans le cadre de cette thèse appuie, sur la base d'un nouvel échantillon d'îles et de plages, la pertinence des indicateurs de la position du trait de côte élaborés dans le cadre de travaux antérieurs⁴⁰ et la répliquabilité de son protocole d'acquisition dans divers contextes insulaires tropicaux.

Nos travaux et la comparaison des résultats obtenus avec des travaux précédents montrent également que le choix des indicateurs doit prendre en compte deux paramètres déterminants : (1) les caractéristiques de la zone étudiée et (2) les objectifs de l'étude en termes d'attribution des changements détectés. L'élaboration et le choix de l'indicateur utilisé doivent d'abord considérer les spécificités des littoraux sur lesquels la démarche de détection est entreprise. À l'échelle mondiale, la diversité des systèmes côtiers ne saurait en aucun cas être capturée par un indicateur unique et répliquable quel que soit le type de côtes sur lequel porte l'étude. Par exemple, les caractéristiques morphologiques, écologiques et anthropiques de la zone d'étude sont essentielles dans le choix de l'indicateur et varient d'un site à l'autre. L'effort de détection de la position de la ligne de stabilité réalisé ici dans différents contextes insulaires tropicaux démontre en plusieurs points son intérêt et sa pertinence sur les systèmes sédimentaires des îles tropicales. D'abord, parce qu'il permet d'inclure les formes géomorphologiques spécifiques que sont les champs de blocs sur les îles coralliennes. Ensuite, parce que la ligne de stabilité permet d'inclure les activités anthropiques qui façonnent directement ou indirectement la morphologie côtière et qui influencent le comportement du trait de côte. Sur les îles coralliennes ou sur les littoraux meubles des îles hautes, la présence anthropique dans la zone côtière est substantielle et a été en constante progression sur les dernières décennies. L'exclure des limites des systèmes sédimentaires reviendrait à occulter le rôle historique et contemporain d'un des facteurs les plus actifs à l'échelle locale tant son influence (évolution de la position du trait de côte et évolution de la surface des îles) est importante. Par exemple, sur les îles coralliennes, la ligne de stabilité nous a notamment permis de discriminer des trajectoires d'évolution contrastées selon l'emprise exercée par le facteur anthropique (îles naturelles/îles-villages), ce que la limite de végétation n'aurait pas permis de capturer. Enfin, ces travaux de thèse appuient la pertinence de cet indicateur développé dans le cadre de travaux précédents⁴⁰ sur différents types de côtes et différents types d'îles tropicales.

Le choix des indicateurs de trait de côte doit également être réalisé à la lumière des facteurs d'évolution que l'étude envisage d'interroger. Par exemple, l'utilisation de la limite de végétation est particulièrement adaptée pour détecter l'influence des événements météo-marins sur la réponse du trait de côte, notamment sur les îles coralliennes (Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a ; Duvat et al., 2017b), tandis que seule la ligne de stabilité permet d'attribuer les évolutions détectées aux activités humaines. Dans certains contextes, la ligne de stabilité devra être préférée à la limite de végétation pour évaluer les impacts d'un cyclone, notamment sur les côtes les plus aménagées : l'influence des structures longitudinales côtières sur la réponse des plages des îles

⁴⁰ Les travaux menés dans le cadre des projets RÉOMERS (13 – MRES-RDT-1-CVS-022) et STORISK (ANR-15-CE03-0003), sur l'élaboration, la définition et les modalités d'interprétation des indicateurs de position du trait de côte à partir de PVA et d'image satellites (Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a ; Duvat et al., 2017b), ont posé un cadre méthodologique qui a été repris dans cette thèse et appliqué à de nouvelles zones d'étude.

hautes aux houles cycloniques est telle qu'il semble nécessaire de les inclure, comme nous l'avons fait exemple sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy (Duvat et al., 2018 ; Pillet et al, 2019).

Même si la capacité d'attribution des évolutions détectées à l'élévation du niveau de la mer (ENM) est toujours limitée du fait qu'elles sont le résultat de l'interaction de multiples facteurs d'évolution et qu'une approche planimétrique ne permet pas de capturer l'ensemble des évolutions des systèmes sédimentaires, le pied de plage semble être le seul indicateur qui puisse permettre de détecter les signaux précoces de la montée des eaux sur la morphologie côtière. Nombre d'études ont cherché à savoir, sur la base de l'évolution de la surface végétalisée des îles, si l'ENM avait eu ou non des conséquences sur le comportement des îles ces dernières décennies. Généralement, les auteurs concluent qu'il n'est pour l'heure pas possible de détecter les signaux de l'élévation du niveau de la mer. Avec du recul, les études se basant sur la limite de végétation ont probablement failli à détecter l'influence du niveau de la mer, car l'indicateur utilisé n'est pas adapté aux objectifs de l'étude et parce que les rythmes de l'ENM ont été trop faibles pour avoir une influence sur le comportement d'un marqueur de stabilité du système insulaire (limite de végétation). En ce sens, le pied de plage devrait être utilisé plus largement dans l'effort de détection et d'attribution des évolutions, dans la mesure où il serait le premier indicateur à « réagir » à l'influence de la montée des eaux. Néanmoins, la détection de la position du pied de plage est parfois complexe, notamment lorsque les caractéristiques des images et les spécificités du milieu ne sont pas favorables à un travail de photo-interprétation.

Ces travaux montrent que le choix de l'indicateur est crucial dans toutes démarches de détection des évolutions planimétriques. Une connaissance des littoraux insulaires tropicaux et de leurs spécificités permettra de réaliser des choix avisés et d'éviter de tendre vers des conclusions inexactes liées à (1) l'utilisation d'indicateurs inadéquats et (2) aux erreurs d'interprétation de la position du trait de côte (mauvaise interprétation des éléments détectés sur les images).

3.1.2. Affiner les données produites et multiplier les indicateurs contextuels pour passer de la détection à l'attribution

L'un des enjeux scientifiques majeurs actuels n'est pas tant de développer de nouvelles méthodes de détection de la position du trait de côte, mais surtout de (1) les standardiser (Duvat, 2019) pour faciliter l'inter-comparabilité des données produites à différentes échelles spatiales (2) de les affiner et de (3) les alimenter d'un ensemble d'indicateurs contextuels, pour pouvoir passer de la détection des changements à leur attribution. Cette thèse répond au premier point, car le protocole méthodologique général est identique aux travaux précédents⁴⁰ – les résultats sont en ce sens comparables – tout en alimentant la réflexion sur les deux points suivants, permettant d'affiner la démarche de détection.

Les définitions des indicateurs de la position du trait de côte sont aujourd'hui bien établies. Néanmoins, pour capturer au mieux les spécificités des sites étudiés et attribuer les évolutions détectées, il est possible de réaliser une caractérisation fine de certains indicateurs.

Renseigner l'exposition des côtes

Nous l'avons vu, les littoraux sont exposés à des houles de directions et de hauteurs variables – parce qu'ils se développent dans l'immensité océanique, ceci est particulièrement vrai pour les atolls – et leurs côtes ne sont pas soumises de la même façon partout à ces facteurs de forçage. Pour faciliter l'attribution des évolutions détectées, nous avons réalisé un découpage fin des côtes en tenant compte de divers paramètres. Sur les atolls, les côtes océaniques et lagunaires ont été discriminées. Sur l'ensemble des zones d'étude, nous avons également classé les côtes selon deux paramètres : leur orientation générale et leur exposition. Cette démarche a été appliquée à l'ensemble des indicateurs et permet de distinguer des modèles de réponse aux échelles inter-atolls (-îles) et intra-atolls (-îles). De la même façon sur les atolls, les îles ont été classées selon leur position sur la couronne récifale. Cette catégorisation des côtes permet d'apporter une dimension spatiale à l'analyse des résultats et de tendre vers des modèles de réponse enrichis de plusieurs paramètres.

Décrire les caractéristiques anthropiques de la zone côtière

Alors que le paramètre d'exposition peut être renseigné pour l'ensemble des indicateurs de la position du trait de côte, il est d'autres caractéristiques que ne s'appliquent qu'à un seul indicateur : c'est le cas des caractéristiques anthropiques des zones d'étude. La ligne de stabilité se prête particulièrement bien à cela. Toutefois, renseigner la nature des côtes et des perturbations qui se situent dans la zone côtière suppose nécessairement une production de données à grande échelle, dans la mesure où les données produites à petite échelle ne peuvent – généralement pour des questions de résolution – intégrer de manière suffisamment fine les caractéristiques anthropiques de la zone côtière. Or, nous l'avons vu dans le chapitre 8 (p. 234), les activités humaines peuvent avoir une influence très localisée sur les littoraux (interventions ponctuelles comme les remblais, par exemple). L'implantation de structures fixant le trait de côte ou la réalisation de remblais peut par exemple se traduire par des variations longitudinales d'amplitude importante à de très faibles échelles spatiales. Pour capturer l'influence de la rigidification du trait de côte et des activités de remblaiement, nous proposons

de systématiser la caractérisation de la nature des côtes (naturelle/artificielle) dans toute démarche de détection des évolutions planimétriques côtières, que ce soit en milieu insulaire tropical ou ailleurs. Parce que sur les côtes les aménagées, comme sur les côtes plus rurales, les activités anthropiques font partie intégrante des systèmes côtiers et parce qu'elles ont des implications majeures pour leur capacité d'adaptation naturelle, il est nécessaire que l'effort de détection les intègre de manière systématique et rigoureuse. Bien sûr, certaines activités sont plus difficiles à incorporer à l'effort de détection, notamment lorsque celles-ci agissent de manière indirecte sur les évolutions morphologiques côtières (par exemple, modification des processus hydrosédimentaires, dégradation de l'écosystème récifal...) et qu'aucune donnée historique in situ n'est disponible. D'autres, comme les structures longitudinales côtières et les remblais sont facilement détectables (même s'il arrive qu'une végétation surplombant la zone côtière limite la capacité de l'opérateur à identifier les portions de côtes artificielles) et leur influence peut être attribuée avec une confiance forte.

Au-delà de la dimension spatiale de la caractérisation de la nature des côtes, une approche temporelle permet de renseigner l'emprise généralement croissante des activités humaines sur les zones côtières. Si cette démarche est réalisée pour autant de dates que le permet la disponibilité des images aériennes anciennes, alors les modalités de déstabilisation des systèmes côtiers pourront être identifiées sur le temps long.

Enfin, en dépit de l'accessibilité parfois limitée des petites îles tropicales, des relevés réalisés sur le terrain compléteront utilement les données créées, notamment pour la période la plus récente.

Multiplier les indicateurs contextuels historiques pour dépasser l'approche d'interface imposée par les indicateurs de trait de côte

Les évolutions planimétriques côtières, bien qu'elles soient généralement détectées à partir d'un indicateur d'interface (par exemple, la limite de végétation marque la transition entre les zones végétalisées et les zones nues des îles et le pied de plage marque la limite entre le corps de la plage et l'avant-plage), ont lieu dans un cadre plus global qui intègre tout à la fois l'avant-plage et l'arrière-plage. Les caractéristiques de l'espace environnant le trait de côte peuvent avoir une importance tout aussi primordiale que la nature du trait de côte elle-même. Par exemple, la largeur de la zone d'arrière-plage libre de tout aménagement anthropique peut avoir une influence majeure sur la propension des systèmes sédimentaires côtiers à répondre de manière dynamique à un facteur de forçage.

En ce sens, nous avons – dans la perspective d'évaluer au mieux les interactions multifactorielles qui contraignent le comportement du trait de côte – intégré les constructions situées dans une proche bande côtière (environ 100 m). Cette démarche a été entreprise sur les plages des îles hautes sur le long terme et sur la période sous influence des cyclones de septembre 2017. Nous avons pour cela numérisé la Limite de l'Environnement Bâti (LEB) qui marque la position des premiers enjeux bâtis que l'on rencontre depuis la ligne de stabilité vers l'intérieur des terres (Pillet et al., 2019). La distance qui sépare le trait de côte et la LEB permet de mesurer pour chaque période la largeur de la zone végétalisée non bâtie (ZVNB). Sur le temps

long, cette démarche nous a permis d'évaluer l'évolution de la largeur de la ZVNB et de mettre en évidence une contraction de cette dernière, jusqu'à conduire localement à sa disparition. À l'échelle de la période sous influence cyclonique, cet indicateur contextuel a permis de souligner une forte corrélation entre la largeur de la ZVNB et l'intensité des impacts des houles et des vents cycloniques (Pillet et al., 2019).

Les indicateurs contextuels peuvent évidemment dépasser le cadre de l'arrière-plage en fonction de (1) ce que les images aériennes anciennes permettent de détecter sur des îles où aucune donnée historique n'est disponible et (2) lorsqu'elles existent, des données topographiques (arrière-plage, plage et avant-plage) voire bathymétriques. Néanmoins, l'isolement de ces îles et les fortes contraintes logistiques sous-jacentes au déploiement d'instruments de mesure impliquent que ces données ne sont que rarement disponibles. Elles permettraient pourtant d'affiner l'effort de détection et d'alimenter utilement la capacité d'attribution. En ce sens, les futures études qui entreprendront de détecter le comportement de la position du trait de côte devront, dans la mesure du possible, se placer dans un cadre plus large et à l'échelle du système côtier, tant dans ses limites longitudinales (cellule ou sous-cellule sédimentaire par exemple) que transversale (de l'avant-plage à l'arrière-plage, en intégrant ses particularités, comme la présence de structures anthropiques par exemple).

3.2. Apports pour l'effort d'attribution des évolutions et dans l'identification des interactions multifactorielles

3.2.1. De l'importance d'une approche multiscale pour maximiser la capacité d'attribution des évolutions détectées

À l'image de l'importance du choix des indicateurs de trait de côte dans la démarche de détection des évolutions, le choix des périodes d'études et des échelles spatiales détermine la capacité et la confiance d'attribution des changements observés à un ou plusieurs facteurs de contrôle.

Parce que les différents facteurs d'évolution agissent à des échelles spatio-temporelles diverses, l'approche multiscale permet de passer de la détection à l'attribution des changements. D'abord, tout effort de détection doit se faire à une échelle temporelle adaptée à ce que l'étude envisage d'interroger comme facteur d'évolution. Par exemple, une approche de long terme est indispensable pour appréhender les évolutions globales des systèmes sédimentaires étudiés. Elle permet également de tendre vers une analyse spatialisée des résultats et d'interroger les variabilités inter- et intra-site d'étude afin de voir si des modèles d'évolution se dessinent. En complément, il est nécessaire d'affiner ces données de long terme par une approche à plus court terme, comme nous l'avons fait sur les atolls polynésiens. Cette approche à plus court terme est nécessaire pour reconstruire les trajectoires d'évolutions des systèmes sédimentaires côtiers. Aussi, cette approche permet, lorsque les dates des images aériennes la rendent possible, d'engager une démarche d'attribution des évolutions morphologiques côtières aux événements météo-marins extrême. Pour cela, il est nécessaire d'acquérir des images qui se rapprochent le plus possible de la date des dits événements. Néanmoins, sur ces îles isolées, la disponibilité limitée des images aériennes anciennes contraint la capacité d'attribution des

évolutions à des événements passés. C'est le cas en Polynésie française, où une année sépare le cyclone Orama des photographies post-cyclone utilisées. Lorsque les images sont temporellement éloignées de l'événement étudié, il est nécessaire de s'assurer qu'aucun épisode de houles intenses n'a touché les zones d'étude, parce que leurs conséquences morphologiques potentielles pourraient brouiller la capacité d'attribution.

À ces échelles temporelles multiples doit nécessairement s'associer une approche à grande échelle, tant les évolutions peuvent être variables sur de très faibles distances.

3.2.2. L'approche à grande échelle adaptée à la démarche d'attribution des évolutions morphologiques côtières en milieu insulaire tropical

Cette thèse a entrepris d'étudier les évolutions des systèmes sédimentaires à l'échelle pluridécennale dans différents contextes insulaires. Les résultats issus de l'effort de détection et d'attribution montrent que, au-delà des grands facteurs de forçages régionaux (houles, variabilité climatique) qui ont des implications comparables sur les différents systèmes côtiers étudiés, les évolutions sont fortement influencées par les spécificités géomorphologiques, environnementales et anthropiques locales. Ce sont d'ailleurs les caractéristiques propres à chaque île ou à chaque zone qui expliquent la variabilité spatiale à grande échelle des évolutions détectées. Chaque système évolue dans un cadre spécifique sous l'action de facteurs d'évolutions en perpétuelles interactions. Ces dernières peuvent varier de manières significatives selon les caractéristiques locales. Les évolutions détectées sont alors la résultante de l'équilibre des forces qui s'instaure entre les facteurs en action à différentes échelles spatio-temporelles. Ces travaux de thèse parce qu'ils s'appuient sur des données contextualisées et produites à grande échelle permettent de répondre à l'enjeu d'étudier les évolutions à une échelle suffisamment fine pour détecter et attribuer les évolutions morphologiques côtières.

Parce que le protocole de détection des évolutions impacte directement la capacité à attribuer ces mêmes changements à un ou plusieurs facteurs de forçage, il est nécessaire que les deux démarches se fassent parallèlement sur la base d'objectifs d'étude établis en amont. Par exemple, la sectorisation des îles ou des façades insulaires en fonction de leur exposition relative à la méthode de détection permettra d'améliorer la capacité d'attribution des évolutions observées à la direction de provenance des houles dominantes. Sans ce découpage, c'est-à-dire que les résultats seraient produits puis analysés indifféremment de l'exposition des côtes, la capacité d'attribution est nulle. Dans le même sens, si les caractéristiques anthropiques n'étaient pas renseignées sur les différents indicateurs de trait de côte ou les différents indicateurs contextuels, alors la capacité d'évaluation de l'influence des activités humaines se limiterait à une approche qualitative et descriptive.

3.2.3. L'approche par transects particulièrement adaptée à l'identification des interactions multifactorielles

L'une des questions de recherche qui a motivé ce travail de thèse était de développer une méthode d'analyse spatiale qui permettrait d'interroger le comportement des indicateurs de la position du trait de côte tout en croisant des informations d'ordre contextuelles. Par exemple, c'est ce que nous avons fait sur l'île de Saint-Barthélemy, où nous avons interrogé la réponse des

plages sur des sites présentant des degrés d'anthropisation variables. L'un des postulats de l'élaboration de cette démarche était que la réponse du trait de côte en un lieu donné est influencée, entre autres paramètres plus globaux, par l'environnement proche du point de mesure (les transects). Riches des données affinées (caractérisation de la nature des côtes pré et post-cyclones, de l'origine de la végétation) et des indicateurs contextuels (largeur de la zone végétalisée non bâtie), nous avons pu interroger la corrélation qui existait entre les évolutions en un point donné et les caractéristiques transversales des sites étudiées (p. 166 ; p. 302). Dans le même sens, un protocole méthodologique comparable dans son approche par transects a été reproduit sur les îles-villages des atolls polynésiens. Cette démarche systématique permet de mettre en évidence qu'il existe généralement une forte relation entre les évolutions planimétriques et le contexte anthropique dans lequel elles ont lieu.

Dans ces travaux de thèse, cette approche par transects a essentiellement permis de mettre en évidence le rôle de facteur anthropique sur le comportement du trait de côte. Dans des travaux futurs, cette même démarche pourra être affinée et appliquée à divers facteurs d'évolution. Par exemple, si des données topographiques étaient disponibles pour les zones d'étude, nous aurions pu croiser nature du trait de côte et pertes/gains sédimentaires pour chaque transect afin de vérifier s'il existe ou non une corrélation entre ces deux variables. L'une des limites majeures de l'approche planimétrique est de ne pas mettre en évidence les variations verticales des systèmes sédimentaires côtiers. Par exemple, sur les côtes naturelles, l'approche planimétrique permet uniquement de mettre en évidence un recul du trait de côte, tandis qu'une approche topographique permettrait de montrer qu'à ce recul sont associées des formes d'accumulations sédimentaires. À l'inverse, sur les côtes artificialisées, l'approche planimétrique montre que le trait de côte reste stable lorsque des ouvrages longitudinaux le fixent. Dans le même temps, la plage a connu des pertes sédimentaires non négligeables que ne révèle pas l'approche planimétrique (Figure 102). Pour ces raisons, une approche couplée entre la détection des évolutions à partir d'un travail de photo-interprétation et de suivis topographiques peut utilement alimenter la capacité d'attribution et d'interprétation des évolutions détectées. Sur les terrains d'études où des données topographiques n'existent pas, des relevés réalisés méthodiquement permettront d'apporter une analyse qualitative à l'approche planimétrique.

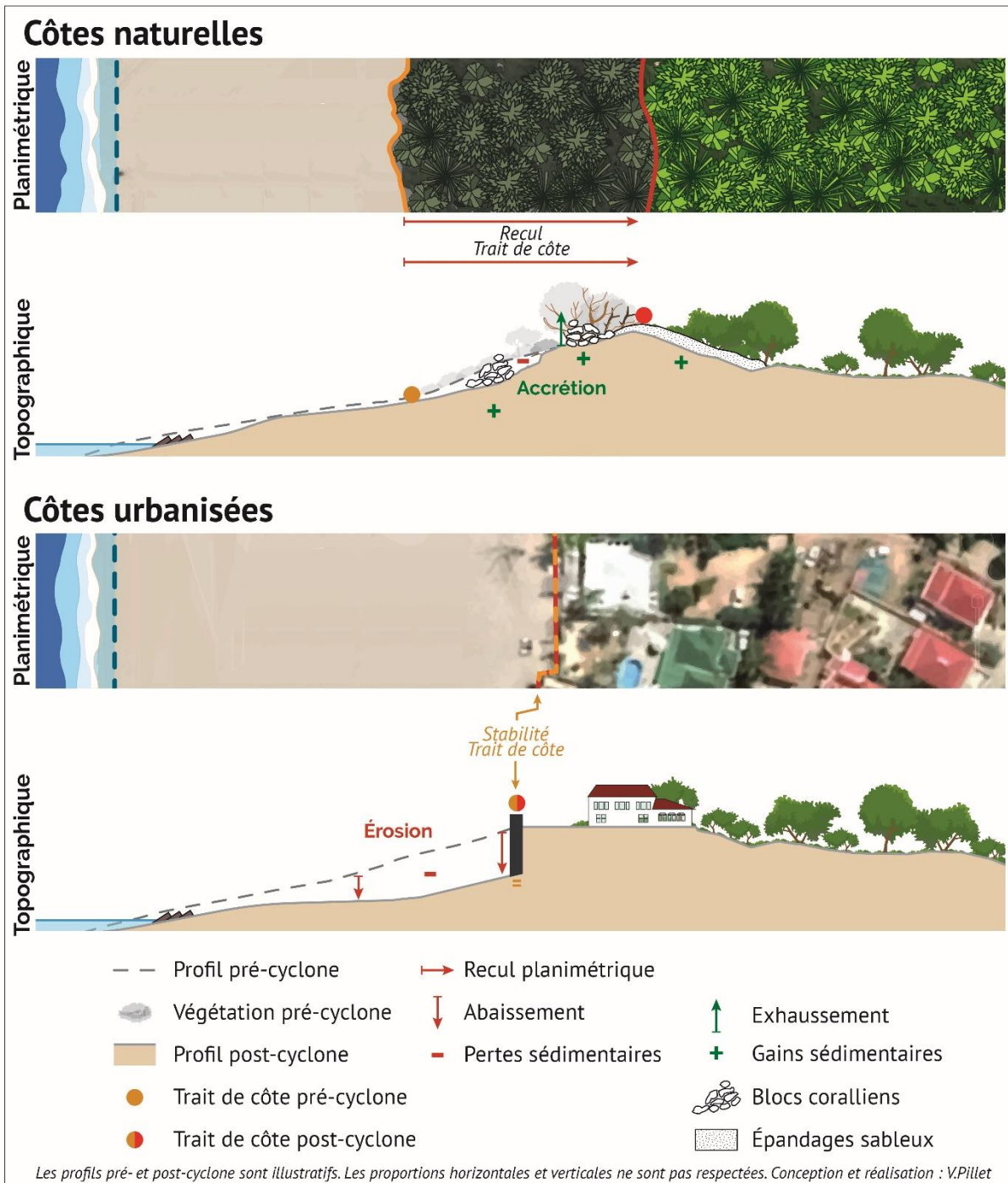


Figure 102 – Capacité de détection et d'interprétation des évolutions morphologiques côtières selon une approche planimétrique ou topographique sur des côtes naturelles et urbanisées. Sur les côtes naturelles des îles hautes, les évolutions planimétriques reflètent seulement un recul du trait de côte, tandis que l'approche topographique permet de mettre en évidence des formes d'accumulations, témoins de processus d'accrétion. Sur les côtes urbanisées, la présence d'ouvrages longitudinaux fixe le trait de côte. Son comportement planimétrique indique un état de stabilité. À l'inverse, l'approche topographique montre que la plage est dans une situation d'érosion.

3.3. Limites et perspectives

Comme tout travail de recherche, cette thèse présente certaines limites qui contraignent l'effort de détection et la capacité d'attribution. Nous les discutons ici. Nous proposons également des pistes qui permettraient de les dépasser et de tendre vers une compréhension fine des processus hydrosédimentaires et des interactions multifactorielles qui ont été à l'œuvre par le passé et de manière plus contemporaine.

3.3.1. Les caractéristiques des photographies aériennes comme facteur limitant l'effort de détection à l'échelle pluridécennale.

Parce que les îles petites îles tropicales isolées n'ont bénéficié d'aucun programme de surveillance systématique et détaillé, la détection des évolutions passées ne peut se faire que par photo-interprétation assistée par ordinateur à partir d'un ensemble d'images aériennes anciennes lorsque celles-ci sont disponibles. Souvent laissées en héritage d'intérêts stratégiques militaires passés, ces photographies aériennes constituent tout à la fois une opportunité majeure pour la détection des évolutions passées et une limite contraignante.

Ces images sont utilisées dans la plupart des études qui ont entrepris de détecter les évolutions planimétriques des petites îles tropicales sur le temps long parce qu'elles offrent une vision à un instant t de la morphologie des îles et des plages dans le passé. Toutefois, la fréquence à laquelle elles ont été capturées et leur emprise spatiale, qui est définie par les plans de vol, conditionnent directement la capacité de détection de toute étude reposant principalement sur ce type de données sources. Souvent, lorsqu'elles sont disponibles, les campagnes de photographies ont été réalisées à une faible fréquence (plusieurs années d'écart) et ne poursuivaient pas l'objectif qui leur est aujourd'hui destiné dans ces travaux de thèse. Nous l'avons vu sur nos différents terrains, les évolutions morphologiques côtières sont parfois significatives sur une très courte échelle temporelle (celle d'un événement météo-marin extrême). Pour capturer ces variations, il est nécessaire d'avoir un découpage temporel fin et des périodes d'études dont les bornes temporelles se rapprochent le plus possible des dates d'occurrences de ces événements. Or, la fréquence de prise de vue des photographies aériennes est souvent faible. En ce sens, la capacité de détection des évolutions s'en trouve limitée.

Aussi, il arrive que la couverture spatiale des images aériennes soit incomplète à l'échelle de l'atoll ou des îles étudiées. Sur l'atoll d'Ahe par exemple, les séries d'images de 1961 et de 1981 ne couvrent qu'un nombre limité d'île et ne permettent pas d'étudier la totalité des îles qui composent cet atoll sur le temps long. À ceci s'ajoute également la couverture commune interdites, qui définit l'étendue spatiale finale sur laquelle porte l'étude. L'inconvénient de travailler à partir de photographies qui ne couvrent qu'une partie limitée des atolls est de ne pas pouvoir interroger les différentes modalités de réponses des îles sur toutes les périodes d'études (par exemple, l'influence de l'exposition des côtes sur les différentes temporalités d'étude). À une autre échelle, nombreux sont les atolls qui ne sont pas couverts par des photographies anciennes, ce qui limite la capacité de détection des évolutions à l'échelle régionale ou globale.

À ces questions de couverture spatio-temporelle qui limitent la capacité de détection des évolutions, s'ajoute également la problématique de la qualité des images aériennes et des

spécificités des milieux sur lesquels porte cette thèse. Ces deux points ont une incidence directe sur notre capacité à détecter la position des indicateurs de trait de côte et à rendre pleinement compte du degré d'anthropisation des côtes sur le temps long. Bien que le processus de numérisation des indicateurs ait pu se faire sans difficulté majeure et fondamentalement limitante (les portions de côtes problématiques ont été retirées de l'étude), les caractéristiques des images et du milieu impliquent certaines limites que nous avons décrites en détail dans la partie matériel et méthode de ce manuscrit (p. 143). Nous en rappelons ici certaines auxquelles une attention particulière doit être portée pour les travaux de détection futurs. D'abord, les images aériennes anciennes sont généralement monochromes. La complexité des zones côtières des milieux insulaires tropicaux implique qu'il est parfois difficile pour l'opérateur de distinguer et d'interpréter avec certitude ce qu'il observe : le positionnement de l'indicateur peut être en ce sens parfois complexe. Nous l'avons vu avec les images satellites haute résolution, interpréter et détecter la position des indicateurs du trait de côte est plus aisé dès lors que l'image source est en couleur (distinction entre les ombres projetées par la végétation au sol et les zones végétalisées par exemple). Cette limite implique deux choses : (1) la numérisation du trait de côte à une date donnée doit être réalisée avec une démarche systématique de comparaison des images disponibles aux dates inférieures et supérieures pour éviter toute erreur d'interprétation et conserver une certaine cohérence à l'échelle inter-dates ; (2) l'échelle à laquelle est conduite la démarche de numérisation doit être suffisamment grande pour détecter la position de l'indicateur avec une précision maximale. Par exemple, nous avons conclu lors du processus de création de la donnée qu'une échelle de 1/1000^{ème} était adaptée aux littoraux étudiés ici. En ce sens, toute démarche de détection de l'évolution de la position du trait de côte qui reposerait sur des données produites à plus petite échelle présenterait une erreur de positionnement de l'indicateur plus importante. Ensuite, il arrive que les spécificités du milieu complexifient la démarche de numérisation des indicateurs. L'une des caractéristiques du milieu les plus contraignantes est d'ordre écologique et concerne la végétation côtière. Par exemple, dès lors que la zone côtière est occupée par une végétation arborée et surplombante, il est fréquent que la position vraie des indicateurs ne soit pas détectable : la canopée masque la base de la végétation côtière. Sur les côtes lagunaires des îles coralliennes, où les plages sont généralement de faible largeur, il n'est pas rare que la position du pied de plage ne puisse être détectée. Dans le même sens, selon la densité de la canopée, certaines structures longitudinales côtières peuvent être masquées (la portion de côte sera considérée, à tort, comme naturelle). Néanmoins, sur les îles les plus aménagées des atolls, le défrichement a été tel par endroits que les ouvrages sont facilement détectables. Ces questions de végétation surplombante concernent essentiellement les dates les plus anciennes et pour lesquelles il n'est pas possible de réaliser des relevés sur le terrain pour caractériser la nature des côtes. À l'inverse, pour les dates contemporaines, les missions in situ peuvent permettre d'affiner la donnée préalablement produite.

Enfin, l'approche planimétrique et les caractéristiques des images aériennes contraignent fortement la capacité de détection des évolutions attribuables au facteur anthropique. Alors que les conséquences des activités de remblaiement sur l'évolution planimétriques des îles sont facilement détectables, il est plus complexe d'évaluer l'influence des activités humaines sur le transit sédimentaire côtier à l'échelle pluridécennale. Par exemple, bien qu'il soit admis que les

ouvrages transversaux peuvent avoir des conséquences notables sur le transit sédimentaire longitudinal, les spécificités du milieu et les caractéristiques des images aériennes font qu'il n'a pas été possible d'en évaluer les conséquences sur les îles coralliennes. Par exemple, sur les côtes lagunaires où se concentre la majeure partie de la population et des perturbations anthropiques, les plages sont sinon inexistantes, du moins de faible largeur. Aussi, l'impossible détection de la position du pied de plage lagunaire sur nombre d'îles ne nous a pas permis de détecter l'évolution de la largeur des plages, alors que des variations de sa largeur peuvent traduire une modification des processus hydrosédimentaires. Aussi, nombre de perturbations anthropiques (dégradation de l'écosystème récifale, défrichage, extraction sédimentaire sur les plages) agissent de manière plus subtile sur les processus côtiers et sur le bilan sédimentaire. L'absence de données in situ et quantitative (volumes de sédiments extraits par exemple) et topographique rends pour le moment impossible toute attribution des évolutions détectées à ces activités.

3.3.2. L'absence de données in situ historiques et contemporaines limite la capacité de détection et d'attribution

Sur ces îles où aucune donnée historique n'est disponible, l'effort de détection se limite généralement à la seule dimension planimétrique que permettent d'entreprendre les images aériennes anciennes. Toutefois, nous sommes conscients que l'évolution des systèmes sédimentaires ne se limite pas à de simples modifications planimétriques.

L'absence de données historiques topographiques est l'un des facteurs les plus limitants de la démarche de détection et d'attribution des évolutions. Par exemple, il a été démontré que le comportement du trait de côte ne reflétait pas toujours avec fidélité le bilan sédimentaire des systèmes côtiers. En Polynésie française, l'analyse des images aériennes anciennes laisse penser que l'action des houles cycloniques s'est traduite par un recul de la position de la ligne de stabilité sur les côtes les plus exposées. Sur l'atoll de Takapoto, Duvat et Pillet (2017) ont montré que ce qui pouvait s'apparenter à un recul de l'indicateur au premier abord correspondait à des dépôts sédimentaires mis en place par les houles cycloniques. Dans ce cas, les évolutions détectées ne traduisent non pas de l'érosion, mais bien des apports significatifs de sédiments injectés dans le système insulaire. Dans le même sens, Lowe et al. (2019) ont démontré, sur la base d'une approche comparative entre les comportements planimétriques (limite de végétation, pied de plage) et verticaux de la plage, que la diminution de la largeur des plages de l'est de Sipadan (Îles Salomon) traduisait une réorganisation sédimentaire associée à l'accrétion de la berme. Dans cette situation, les gains volumétriques se traduisent par un recul planimétrique du trait de côte.

De la même manière, et à une époque plus contemporaine, l'absence de données topographiques de référence sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy limite fortement la capacité de détection et d'attribution des impacts des cyclones de septembre 2017 sur le bilan sédimentaire des sites étudiés. Pour pallier cette absence de données, les relevés de terrain ont permis, sur la base d'observations qualitatives et de mesures ponctuelles, d'évaluer la contribution des houles cycloniques aux pertes et aux apports sédimentaires. Dans le cas d'événements météo-marins extrêmes, l'existence de données topographiques pré- et post-cyclonique permettrait de rendre pleinement compte des impacts morphologiques de tels

événements à l'échelle des îles et aurait permis d'interroger les interactions qui existent entre le degré d'anthropisation des sites et les pertes sédimentaires qu'ils ont subis (Figure 102).

Sur ces îles isolées, l'effort logistique et financier sous-jacent à l'acquisition de telles données a considérablement limité leur couverture spatiale, qui se résume généralement à des profils de plages ponctuels réalisés sur un nombre réduit de sites. Toutefois, l'acquisition récente de données avec un laser topographique aéroporté sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy offre désormais des données de références (IGN, 2019) avec une précision altimétrique contrôlée de 0,20 m. Néanmoins, le caractère dynamique des plages impose la réalisation de relevés d'actualisation et de suivi réguliers et fréquents.

Là où aucune donnée topographique n'est encore disponible, comme c'est le cas de la plupart des îles coralliennes d'atolls des Tuamotu, l'utilisation de drones pourrait être une solution adéquate. D'abord parce que les progrès technologiques font que ces outils sont désormais de taille réduite et donc facilement transportables sur le terrain, ensuite parce que des études ont démontré leur intérêt pour générer des données topographiques et volumétriques sur les îles coralliennes (Lowe et al., 2019). Non seulement ces outils permettent d'acquérir des photographies verticales à très haute résolution, mais ils permettent également, par photogrammétrie, de générer des modèles numériques de terrain. Bien sûr, leur capacité à couvrir de vastes zones est moindre que les satellites, mais les utiliser de manière ponctuelle sur un échantillon de sites préalablement choisis pour leur représentativité à l'échelle d'un atoll permettrait d'accroître considérablement la capacité de détection et d'attribution des évolutions et de faire avancer en ce sens la connaissance fondamentale sur les processus à l'œuvre sur les îles tropicales. Associée à des données bathymétriques, la détection des évolutions rendrait pleinement compte de la complexité des interactions à l'œuvre.

3.3.3. Développer les réseaux d'observation et de suivi à l'échelle locale

L'une des solutions qui permettraient de pallier utilement le manque de données in situ et d'améliorer la connaissance de ces milieux insulaires isolés est de développer les réseaux d'observation à l'échelle locale. En ce sens, il est nécessaire que des observatoires du trait de côte soient rapidement créés sur ces territoires français sur lesquels on relève des disparités significatives quant aux données disponibles par rapport aux littoraux métropolitains. Par exemple, en 2012, près de 85 % des observatoires du trait de côte (tous types confondus) étaient situés en métropole (dont 60 % sur le littoral atlantique). À cette date, seuls deux observatoires de type 1 étaient situés en Martinique et en Guadeloupe (Suanez et al., 2012). Pour l'heure, aucun observatoire n'existe en Polynésie française. L'absence historique d'acteurs compétents pour prendre en charge un suivi systématique et régulier des littoraux explique en partie le manque de données sur ces territoires ultramarins. Plus récemment, il a été entrepris de produire sur les territoires insulaires des données d'évolution de la position du trait de côte à l'échelle pluridécennale. Nous avons précédemment pointé les limites de ses travaux. La mise en perspective des résultats obtenus dans le cadre de cette thèse avec ceux produits sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy montre de très fortes disparités. Le retour d'expérience de l'effort de détection conduit ici quant aux multiples difficultés relatives à la démarche de

numérisation des indicateurs met en évidence que les études conduites à grande échelle (faible échelle de numérisation, grande fréquence longitudinale des mesures) sont plus adaptées au contexte insulaire tropical que des études se basant sur un protocole méthodologique pensé et conçu pour la métropole.

L'implantation de structures de suivi des évolutions morphologiques côtières sur les territoires insulaires ultramarins et la formation aux connaissances théoriques et pratiques de suivi du trait de côte (planimétrique et vertical) permettrait de développer et de pérenniser les levés réalisés sur le terrain. De la même manière, ces réseaux d'observation permettraient de réaliser une actualisation des données topographiques afin de tenir à jour un état de référence des systèmes sédimentaires côtiers (par exemple, celui-ci permettrait d'évaluer avec précision les impacts des cyclones sur la morphologie côtière). Aussi, la présence d'acteurs locaux faciliterait les levés de terrains post-événements météo-marins extrêmes en raison de leur capacité à se déployer rapidement sur le terrain suite à l'occurrence de tels événements. Enfin, cette démarche permettrait d'impliquer les populations locales dans le suivi des littoraux et faciliterait les interactions entre les scientifiques et les acteurs en charges de la gestion des littoraux d'une part et avec les habitants d'autre part.

Conclusion générale

Conclusion

Les espaces insulaires français de la zone inter-tropicale permettent, à travers leur diversité de formes et de types, d'interroger les facteurs ayant influencé les trajectoires d'évolution de leurs zones côtières. Les îles, à l'inverse des littoraux qui bordent les masses continentales, ont de particulier qu'elles sont exposées de toutes parts à l'influence des facteurs météo-marins. Leur caractère spatialement fini et leurs caractéristiques morphologiques ont indubitablement conduit à une littoralisation progressive – bien que parfois subite – des hommes et des enjeux, augmentant d'autant les pressions que les activités anthropiques font peser sur la zone côtière. C'est donc tout à la fois dans ce contexte de forte exposition aux aléas naturels et d'anthropisation que les processus à l'œuvre agissent et façonnent la morphologie côtière.

Rappel de la question de recherche et des objectifs poursuivis

La question de recherche principale de ces travaux était d'évaluer la contribution respective des facteurs de forçages météo-marins (les événements climatiques paroxysmaux que sont les cyclones tropicaux, les houles dominantes) et anthropiques (urbanisation de la zone côtière, rigidification du trait de côte, activités de remblaiement) à différentes échelles spatio-temporelles en milieu insulaire tropical.

Cette problématique générale sous-tend deux objectifs.

Le premier émerge d'un constat : la dynamique du trait de côte dans les outre-mer français n'a été que peu étudiée jusqu'à présent. Il s'agissait alors, sur des terrains non encore étudiés, de détecter les variations de la position des indicateurs de trait de côte à l'échelle pluridécennale sur deux types de systèmes sédimentaires : les îles coralliennes d'atolls de Polynésie française et les plages des îles volcaniques du nord des Petites Antilles.

Le second objectif émerge des limites identifiées à la lecture des études précédemment réalisées sur les îles tropicales : comment passer de la détection des évolutions à leur attribution à des facteurs spécifiques ou à l'interaction de plusieurs facteurs. Il s'agissait en d'autres termes (1) d'attribuer, à partir des données issues de l'effort de détection, les variations de la position des indicateurs de trait de côte aux différents facteurs de forçage considérés dans cette étude et (2) d'identifier leur contribution respective ou les interactions multifactorielles qui ont influencé les trajectoires d'évolutions pluridécennales des systèmes côtiers étudiés.

Pour répondre à cette problématique d'étude générale et satisfaire les différents objectifs, nous nous sommes appuyés sur une approche couplant l'usage des géomatiques et la photo-interprétation assistée par ordinateur à des relevés qualitatifs *in situ* réalisés lors de missions menées sur les différents terrains étudiés. Le protocole de détection des évolutions planimétriques s'appuie essentiellement sur les acquis de travaux précédents⁴¹ et permet d'évaluer avec robustesse les trajectoires d'évolution des systèmes sédimentaires côtiers étudiés dans le cadre de cette thèse. L'interprétation de la position d'un ensemble d'indicateurs de trait de côte à partir de photographies aériennes anciennes et d'images satellites récentes permet de détecter la cinématique d'évolution des systèmes sédimentaires côtiers à plusieurs échelles spatio-temporelles. Ce protocole méthodologique hérité a été enrichi d'un ensemble d'indicateurs contextuels permettant d'affiner la connaissance du cadre géomorphologie et du contexte anthropique dans lequel les évolutions ont eu lieu. Par exemple, la sectorisation systématique des côtes en fonction de leur exposition a permis d'interroger la variabilité spatiale de la réponse des indicateurs de trait de côte. L'évaluation de la largeur de la zone végétalisée non bâtie et la caractérisation de la nature de la ligne de stabilité à différents pas de temps ont quant à elles permis d'expliquer les variations détectées à l'échelle des sites. L'approche à grande échelle (à l'échelle des plages, des façades, des îles) de cette étude permet d'interroger les facteurs qui influencent la variabilité spatiale de la réponse des indicateurs de trait de côte.

La démarche d'attribution des évolutions détectées est double. Elle est d'abord qualitative et croise les résultats obtenus aux contextes climatiques et anthropiques sur une période donnée. En discriminant des périodes d'études dont les bornes temporelles permettent d'investiguer le rôle de facteurs spécifiques (par exemple, le court terme pour évaluer le rôle de la variabilité climatique, le long terme pour évaluer la contribution des houles dominantes) ou en sélectionnant des sites présentant des degrés d'anthropisation variés, nous avons été en mesure d'attribuer les changements détectés aux facteurs d'évolutions considérés sur des espaces où aucune donnée historique n'était disponible. Elle est aussi quantitative et propose un nouveau protocole méthodologique répliquable permettant d'interroger, sur la base d'une approche fine par transects et de tests de corrélations statistiques, l'influence concomitante d'événements météorologiques paroxysmaux et du degré d'anthropisation hérité de processus historique d'urbanisation des zones côtières (Pillet et al., 2019).

⁴¹ Les travaux menés dans le cadre des projets RÉOMERS (13 – MRES-RDT-1-CVS-022) et STORISK (ANR-15-CE03-0003), sur l'élaboration, la définition et les modalités d'interprétation des indicateurs de position du trait de côte à partir de PVA et d'images satellites (Duvat et Pillet, 2017 ; Duvat et al., 2017a ; Duvat et al., 2017b), ont posé un cadre méthodologique qui a été repris dans cette thèse et appliqué à de nouvelles zones d'étude. Les études réalisées à l'échelle locale sur divers espaces insulaires tropicaux (Maldives, Îles Marshall, Micronésie, Kiribati, Tuvalu et Polynésie française) s'appuient sur des protocoles méthodologiques comparables.

1. Contribution des facteurs d'évolutions naturels et anthropiques aux évolutions morphologiques côtières en milieu insulaire tropical

1.1. Les évolutions de long terme et l'influence des houles

Les résultats issus de l'effort de détection des évolutions sur les littoraux des îles tropicales étudiées mettent en évidence une forte variabilité spatiale de la réponse des indicateurs de trait de côte à l'échelle pluridécennale.

Sur les îles coralliennes des atolls de Ahe et de Takaroa, les résultats corroborent ceux des études précédentes, dans la mesure où la majorité des îles a été stable ou s'est agrandie (41 % et 55 %, respectivement) et que seule une minorité d'entre elles a perdu de la surface (4 %) à l'échelle de nos périodes d'études. Néanmoins, leur comportement varie d'une île à l'autre et deux facteurs déterminent l'amplitude et la dispersion des taux d'évolution sur le temps long : (1) la taille initiale de l'île et (2) sa position sur la couronne récifale. Les résultats obtenus dans le cadre de cette thèse abondent en ce sens en faveur de précédentes études qui avaient souligné le fait que les îles de plus petite taille enregistraient les taux d'évolutions les plus marqués (McLean et Kench, 2015 ; Duvat, 2019). Nos travaux permettent, sur la base de notre échantillon, d'affiner ce constat en discriminant trois classes d'îles en fonction de leur superficie initiale (moins de 5 ha/entre 5 et 10 ha/plus de 10 ha). Ils mettent aussi en évidence que plus la taille initiale des îles est importante, plus la part des îles stables est significative. Nous avons également discuté de l'importance de la position de l'île sur la couronne récifale dans l'amplitude des évolutions qu'elles connaissent sur le temps long, en proposant notamment des modèles conceptuels de trajectoires d'évolutions d'îles coralliennes d'atolls sur la base des modèles de Bayliss-Smith (1988) et de Ford et Kench (2016). Ces modèles actualisés et qui intègrent la surface initiale des îles et leur position sur la couronne récifale, montrent non seulement que les îles des faces exposées (est) sont celles qui connaissent les plus fortes variations de surface, mais aussi que les résultats obtenus contredisent la proposition de Bayliss-Smith (1988), selon laquelle les îles s'inscrivent dans une trajectoire érosive de long terme, laquelle est ponctuellement interrompue par l'occurrence d'un cyclone. Nos modèles montrent que les îles s'inscrivent, en grande majorité, sinon dans une trajectoire de croissance de leur surface, du moins de stabilité sur le temps long.

Ces évolutions de surface se sont faites en réponse au comportement de la ligne de stabilité, laquelle montre un comportement très hétérogène à l'échelle intra-atoll, mais homogène à l'échelle inter-atolls. L'hétérogénéité de la réponse du trait de côte s'explique (1) par la position de l'île sur la couronne récifale et se rapporte à son exposition aux houles et aux vents dominants (îles exposées à l'est, abritées à l'ouest) et (2) par l'exposition des côtes étudiées (océaniques, lagunaires). Sur les îles de la face exposée, la ligne de stabilité des côtes océaniques a été majoritairement stable sur les deux atolls, tandis qu'elle a principalement progressé sur les îles de la face abritée. Sur les côtes lagunaires, ces réponses contrastées se retrouvent également entre les faces au vent et sous le vent des atolls, puisque le trait de côte (LS) a généralement été stable à l'est et majoritairement en progression à l'ouest. La détection du comportement de la ligne de stabilité à l'échelle pluridécennale permet aussi de mettre en évidence que la majorité des îles ont été stables en position sur les couronnes récifales des deux atolls (88 %). Les îles qui ont migré (12 %) l'ont fait dans une direction unique qui est celle de la direction de provenance

des vents et des houles dominants (d'est en ouest). Ainsi, les îles situées sur la face au vent (est) de l'atoll ont migré vers le lagon, tandis que celles de la face sous le vent (ouest) ont migré vers l'océan.

Sur les plages des îles hautes du nord de l'Arc Antillais, l'effort de détection du comportement de la ligne de stabilité permet de mettre en évidence une situation antinomique aux atolls quant à la direction des évolutions, mais analogue quant à la variabilité intra-île de la réponse du trait de côte sur le temps long. Sur la période d'étude, les plages sont caractérisées par un recul de la ligne de stabilité à l'échelle pluridécennale. Cette situation a été détectée sur la majorité des transects à Saint-Martin et Saint-Barthélemy (46 % et 75 %, respectivement). Néanmoins, au-delà de ces constats généraux et à l'image des atolls, le comportement de la ligne de stabilité varie en fonction des façades et de l'exposition des côtes, notamment sur l'île de Saint-Martin, où elle a essentiellement progradée sur les côtes abritées (ouest et nord) alors qu'elle a surtout reculée sur les côtes exposées (nord-est et est). Ces contrastes sont néanmoins moins marqués à Saint-Barthélemy, où seul un site de l'ouest a été stable.

1.2. Influence des événements météo-marins extrêmes sur les trajectoires d'évolutions des systèmes sédimentaires côtiers des petites îles tropicales, facteurs de variabilité et processus de réajustement

Si la détection des variations planimétriques des systèmes sédimentaires côtiers à l'échelle pluridécennale suggère que les trajectoires d'évolutions sont linéaires, une analyse temporelle plus fine permet de montrer qu'elles sont en réalité ponctuées par des phases que commandent la variabilité climatique et les événements météo-marins de forte intensité.

L'influence des cyclones tropicaux sur les littoraux des petites îles a été évaluée en Polynésie française sur la période 1981-1984 et dans le nord des Petites Antilles entre février et septembre 2017. Lors de ces deux périodes ont évolué les cyclones parmi les plus puissants à avoir transité sur nos zones d'études. En Polynésie, le cyclone Orama (février 1983, cat. 3) est aujourd'hui encore le système le plus puissant et dévastateur à avoir touché le nord de l'archipel des Tuamotu. Dans la Caraïbe, le cyclone Irma (septembre 2017, cat. 5) a généré des vents soutenus sur une minute ayant atteint 288 km/h et des houles dont la hauteur a atteint une dizaine de mètres sur la côte est de l'île de Saint-Barthélemy.

Les résultats obtenus sur les deux zones d'études sont comparables : les houles et les vents cycloniques entraînent un recul de la position du trait de côte significatif, mais présentant une très forte variabilité spatiale qui s'exprime tant (1) à l'échelle des façades (variabilité intra-île ou atoll ; côtes exposées/côtes abritées) qu'à (2) l'échelle que des plages étudiées (variabilité intra-site). Cette dernière échelle a surtout été vérifiée sur les plages de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy, où la finesse des observations et le caractère contemporain des cyclones ont permis de conduire un effort de détection et d'attribution à très grande échelle.

Sur les îles coralliennes d'atolls, le cyclone Orama a eu pour conséquence de réduire la superficie des îles en réponse à un recul de la limite de végétation. Les résultats montrent que les facteurs de variabilité du comportement du trait de côte sont identiques à ceux qui agissent sur le temps long, à savoir : (1) la taille initiale des îles et (2) le degré d'exposition des îles par

rapport à la direction de provenance des houles, et donc ici à la trajectoire du système cyclonique. Ces résultats ont permis de nourrir les modèles de réponses des îles coralliennes d'atolls proposés en discussion de ce manuscrit. Les résultats mettent également en évidence, notamment à Ahe, que sur les côtes océaniques des îles coralliennes directement exposées au déferlement des houles cycloniques se propageant dans l'immensité océanique, la limite de végétation a essentiellement reculé, tandis qu'elle a été stable sur les côtes lagunaires ; le fetch dans la direction de provenance des vents ne leur a vraisemblablement pas permis de générer des houles suffisamment puissantes pour entraîner un recul significatif du trait de côte (c'est-à-dire supérieur à -4 m, qui est notre marge d'erreur).

L'analyse du comportement de la surface des îles sur les périodes dites de « temps calme » et sur la période sous influence cyclonique permet de prouver que les trajectoires des îles coralliennes d'atolls naturelles et dynamiques ne sont ni linéaires ni continues. Lors des périodes de temps calme, les houles quotidiennes participent à la réorganisation sédimentaire en mobilisant, lorsqu'ils sont présents, des stocks sédimentaires inertes. La végétation de haut de plage non atteinte par les houles – dont le déferlement précoce sur le front récifal les a reformées en trains de houles généralement peu énergiques se propageant sur le platier récifal – se développe et colonise progressivement le haut de plage avec des individus pionniers. Ces deux processus participent à l'extension de la surface stabilisée et végétalisée des îles. À l'inverse, lors des périodes sous influences cycloniques, les houles, dont la hauteur significative et l'énergie sont bien plus importantes, franchissent sans difficulté la crête récifale et atteignent directement la plage et le haut de plage. Si elles peuvent être vectrices de matériels sédimentaires favorisant l'exhaussement vertical des îles – aucun signe significatif de dépôts sédimentaire n'a été détecté sur les îles étudiées – elles peuvent aussi entraîner un recul de la limite de végétation, se traduisant par une réduction de la surface des îles. Les temporalités de réajustement planimétrique – traduisant ici la résilience écologique du système, puisque nous avons utilisé la limite de végétation comme indicateur de trait de côte – peuvent varier, mais ce processus n'avait pas abouti en dix années sur les îles étudiées.

Dans la zone caribéenne, l'influence des événements cycloniques a été évaluée tant sur les plans horizontaux (évolutions planimétriques) que verticaux (observations qualitatives). S'ils ont généralement entraîné un recul de la ligne de stabilité, la réponse du trait de côte (planimétrique) se révèle être variable à deux échelles. (1) Celle des îles où l'on rencontre, sur les façades les plus exposées, les sites sur lesquelles les houles et les vents cycloniques ont généré les valeurs moyennes de recul les plus importantes. (2) Celle des plages, où la variabilité de la réponse de la ligne de stabilité est influencée par les caractéristiques locales des sites étudiées. Si les caractéristiques géomorphologiques environnantes des sites (plage ouverte, plage d'arrière-récif ; présence d'ilots au-devant des plages, présence et prééminence des caps rocheux aux extrémités des sites) expliquent la variabilité inter-sites, ils n'expliquent que partiellement la très forte fluctuation longitudinale de la réponse de la ligne de stabilité à l'échelle intra-site. Des tests de corrélation statistiques ont permis de valider les hypothèses que nous avons émises (p.302) et montrent que la nature (artificielle/naturelle) de la ligne de stabilité pré-cyclonique et la largeur de la zone végétalisée non bâtie (ZVNB) contrôlent la réponse du trait de côte lors des périodes

sous influence cyclonique. La nature de la ligne de stabilité pré-cyclonique se révèle être un facteur majeur des modalités de réponse du trait de côte. Nos travaux mettent en évidence un contraste net : 85 % des transects naturels ont reculé (valeur moyenne de -11,22 m), alors que cette situation ne concerne que 15 % des transects artificialisés (valeur moyenne de -1,63 m). Alors que sur les sites naturels la propension au recul du système est essentiellement contrôlée par (1) le degré d'exposition aux houles et aux vents cycloniques et par (2) son étendue vers l'intérieur des terres (*accomadation space*), la présence de structures longitudinales côtières à une distance inférieure à trente mètres limite considérablement la dynamique du trait de côte (*coastal squeeze*). Les résultats démontrent également que dans cette situation, la nature de la ligne de stabilité bascule généralement de naturelle (pré-cyclone) à artificielle (post-cyclone), limitant davantage encore la capacité du système à s'ajuster lors des prochains événements météo-marins de forte intensité, si rien n'est fait pour reconstituer une zone végétalisée suffisamment large au-devant de ces structures désormais mises à nues.

Les relevés réalisés sur le terrain en octobre et novembre 2017 ont permis de mettre en évidence que les houles et les vents cycloniques avaient eu des impacts contrastés, tant en termes de nature (érosion/accrétion) que d'intensité. À l'image de la réponse planimétrique des systèmes, des contrastes nets se dessinent entre les côtes les plus densément urbanisées – sur lesquelles les formes d'accrétion sont limitées et où les processus de pertes sédimentaires dominent – et les plus naturelles – où, bien que des formes d'érosion ont été relevées, les processus d'accrétion dominent, notamment où la végétation indigène côtière a favorisé le piégeage sédimentaire. Les observations réalisées sur le terrain permettent d'affirmer que (1) les cyclones tropicaux peuvent contribuer à alimenter le budget sédimentaire des systèmes côtiers et (2) qu'ils permettent en des temps très courts, l'exhaussement de leurs parties supérieures, notamment sur les sites les plus naturels.

L'évaluation du réajustement planimétrique des plages de l'île de Saint-Barthélemy sur une période de dix mois met en évidence que, malgré une progradation du trait de côte détectée sur la majorité des transects, il n'a pas recouvré sa position pré-cyclone. Néanmoins, la détection du comportement du pied de plage lors des périodes sous influence cyclonique et sur les dix mois ayant suivis les cyclones montre qu'un remaniement sédimentaire était à l'œuvre en juillet 2018, notamment sur les sites où le pied de plage passe d'une situation d'érosion à une situation de progradation (peut traduire une remontée depuis les petits fonds et l'avant-plage par les houles des sédiments arrachés à la plage lors du passage des cyclones). Le réajustement vertical des plages de Saint-Barthélemy était limité en juillet 2018, comme en témoignent les profils de plages sensiblement identiques en novembre 2017 et en juillet 2018. Des formes d'accrétion, laissant envisager que les processus de réajustement verticaux ont été amorcés sur cette période, ont été relevées sur le terrain (reconstruction de la berme de plage, engraissement du corps de la plage ; présence d'accumulation d'origine éolienne en haut de plage et en pied de dune).

1.3. Des trajectoires d'évolution de long terme fortement influencées par les activités anthropiques sur les sites les plus densément peuplés

L'influence des activités anthropiques sur les évolutions planimétriques a été évaluée à l'échelle pluridécennale sur les îles coralliennes d'atolls les plus peuplées et sur les plages des îles hautes. Sur ces territoires insulaires foncièrement finis, la croissance démographique influencée – entre autres – par des contextes économiques favorables (perliculture en Polynésie, tourisme sur les îles caribéennes), a indubitablement favorisé la concentration des hommes et des enjeux dans une très proche bande côtière. Cette littoralisation a eu – et aura – des répercussions majeures sur la dynamique côtière et a influencé de manière directe et indirecte les évolutions planimétriques détectées.

Sur les îles coralliennes d'atolls, ce besoin d'espace s'est traduit – sur les îles-villages – par un recours massif au remblaiement du platier récifal peu profond. La contribution directe des remblais à l'augmentation de la surface stabilisée des îles-villages est variable, mais significative. Elle a par exemple permis un gain de 23 % de surface à Takarao et de près de 18 % à Manihi sur les périodes d'études. L'analyse des rythmes de remblaiement et de la courbe de croissance démographique permet de mettre en évidence un lien entre ces deux variables : les surfaces remblayées sont d'autant plus importantes que la croissance démographique est significative. Alors que les trajectoires d'évolutions des îles les plus naturelles ne sont ni linéaires ni continues et qu'elles sont influencées par (1) leur taille initiale (2) leur exposition et (3) la variabilité climatique, celles des îles-villages s'inscrivent dans une tendance de rectiligne d'augmentation de surface. Cette trajectoire atypique a fait l'objet d'un modèle conceptuel de trajectoire d'évolution en discussion de ce manuscrit. Si cette croissance pouvait être interprétée comme un signe favorable dans un contexte d'élévation du niveau de la mer, elle traduit en réalité l'influence majeure et directe des activités anthropiques et reflète une situation d'annihilation de la capacité d'ajustement naturel des îles, qui sont des entités dynamiques par nature. De plus, les remblais ont été progressivement stabilisés et protégés par des ouvrages longitudinaux qui participent à la rigidification – parfois intégrale – du trait de côte et interrompent les échanges sédimentaires transversaux (échanges récif-île) pourtant indispensables à la persistance des îles coralliennes d'atolls.

Sur les plages des îles hautes, la concentration des hommes et des enjeux à proximité du trait de côte s'est traduite par une réduction de la largeur de la zone végétalisée non bâtie (ZVNB) à l'échelle pluridécennale. Si sa largeur a diminué sur la majorité des sites étudiés, c'est sur les plages les plus densément aménagées que cette réduction est la plus flagrante, puisqu'elle a localement disparu. Si la croissance démographique s'est traduite par une réduction de la largeur de la ZVNB, elle s'accompagne également d'une rigidification progressive et significative du trait de côte. Les sites les plus aménagés cumulent – après des décennies d'aménagements intensifs – une exposition extrême aux événements météo-marins de forte intensité et une annihilation prétendue totale du rôle de protection et d'absorption de l'énergie des houles que peut jouer la ZVNB lorsque sa largeur est suffisante. C'est précisément ce qu'ont démontré les impacts des cyclones de septembre 2017 sur les sites les plus aménagés.

2. Limites des travaux de recherche

Les limites de ces travaux de recherche sont multiples et ont fait l'objet d'une discussion. Nous les rappelons de manière succincte ici.

La première est inhérente au type de données sources sur lesquelles repose cette thèse

L'éloignement géographique de ces îles isolées implique qu'aucune donnée historique n'est disponible et que l'étude à l'échelle pluridécennale du comportement des zones côtières – parce qu'elle repose exclusivement sur des photographies aériennes anciennes – se limite à une approche planimétrique. Bien que les images soient couramment utilisées dans les études poursuivant l'objectif de détecter la cinématique historique du trait de côte, l'unique approche planimétrique exclut systématiquement les évolutions volumétriques. Nous sommes conscients que les systèmes sédimentaires côtiers évoluent tant en plan que dans un repère multi-dimensionnel. Néanmoins, l'absence de données *in situ* rend impossible l'approche volumétrique de long terme sur de tels terrains d'études, bien que des travaux récents ont expérimenté une méthode de photogrammétrie à partir d'images anciennes pour évaluer le bilan sédimentaire sur le temps long.

La seconde se rapporte aux spécificités du milieu.

À ces questions d'approche planimétrique qui limitent la capacité de détection et d'attribution des évolutions, s'ajoute également question des spécificités des milieux sur lesquels porte cette thèse, notamment sur les portions de côtes où se développe une végétation surplombante. Ici, la canopée de la végétation arborée masque la position du trait de côte et les caractéristiques anthropiques de la zone concernée. Localement, certaines portions de côte ont été exclues de l'analyse pour ne pas induire d'erreur significative.

3. Perspectives de recherches

Les perspectives de recherches sur les îles tropicales sont multiples tant il reste à faire sur ces milieux.

D'abord, l'état des lieux de la répartition des observatoires du trait de côte révèle une absence quasi systématique de telles structures sur les îles étudiées. Pour pallier les limites précédemment énoncées, et notamment pour satisfaire la nécessaire question des données historiques *in situ*, il est nécessaire que se multiplient les observatoires sur les espaces insulaires tropicaux français. Ces espaces, qui comptent parmi les exposés aux conséquences attendues du changement climatique et aux événements météo-marins extrêmes, demeurent les moins documentés à l'échelle du territoire français. L'implantation et la pérennisation de ces structures seraient favorables au développement de réseaux d'acteurs et aux transmissions des savoirs et des compétences en matière de suivi et de gestion des zones côtières. Elles permettraient également d'établir un état de référence de l'état des plages de ces îles, qui pourrait ultérieurement servir de base à une démarche d'évaluation volumétrique des évolutions à l'échelle pluri-annuelle. Si des initiatives à l'image de la production de l'indicateur national d'érosion côtière sur les outremer insulaires témoignent de l'intérêt grandissant porté à ces espaces de la part des institutions françaises, elles doivent se faire selon des protocoles adaptés aux spécificités des zones étudiées. L'analyse des données et du protocole déployée sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy a révélé des disparités significatives, mais la forte variabilité de la réponse des indicateurs de trait de côte à l'échelle intra-site démontre que seule une approche à grande échelle peut renseigner utilement les évolutions passées de ces systèmes côtiers et nourrir la réflexion sur une gestion adaptée des zones côtières dans le futur.

Ensuite, nombre d'études ont pour objectif d'évaluer l'état d'érosion des systèmes sédimentaires côtiers. S'il est indiscutable qu'il soit nécessaire de connaître les zones en situation d'érosion pour gérer au mieux ces espaces dynamiques, il est tout aussi utile d'évaluer les processus d'accrétion à l'œuvre sur ces espaces et de comprendre par quels mécanismes naturels certains secteurs de ces îles bénéficient d'apports sédimentaires alors que d'autres souffrent d'un déficit. C'est en partie ce que nous avons tenté de faire avec l'étude des impacts des cyclones sur les plages de Saint-Barthélemy et la question de l'influence du degré d'anthropisation des côtes sur la nature et l'intensité des évolutions détectées. Alors que l'on considère dans le sens commun que les événements météo-marins extrêmes sont destructeurs, on oublie souvent qu'ils peuvent être un vecteur d'apport sédimentaire massif et qu'ils ont participé par le passé à la mise en place des îles coralliennes d'atolls. Les résultats ont montré que les impacts étaient d'autant négatifs que les zones côtières étaient aménagées, alors qu'ils sont généralement bénéfiques aux systèmes ayant conservé un certain degré de naturalité. Ces constats forcent à s'interroger sur la nécessaire compréhension des processus et des facteurs d'accrétion lors d'événements d'une telle intensité afin d'apporter des éléments et des pistes de réflexion robustes sur la gestion future des zones côtières, et plus particulièrement sur la pertinence de démocratiser et de prioriser – lorsque le contexte le permet – l'expérimentation de solutions basées sur la nature pour protéger la population et favoriser les processus d'accrétion. Les résultats obtenus à Saint-Martin et Saint-Barthélemy doivent en ce sens donner des pistes de réflexion quant aux conséquences d'une

gestion anarchique et opportuniste des aménagements côtiers. Aussi, pour aller au-delà de ce que nous avons entrepris dans ces travaux de thèse, l'analyse des processus passés pourrait être utilement réemployée et implémentée dans un travail de modélisation numérique des évolutions des systèmes insulaires tropicaux, notamment en ce qui concerne l'influence du facteur anthropique à l'échelle locale, qui est souvent exclue des études monodisciplinaires.

Enfin, les précédentes études ayant dressé l'état des lieux des îles coralliennes d'atolls étudiées à l'échelle mondiale ont généralement pointé le fait que seule une partie du nombre d'atolls à l'échelle mondiale avait été étudiée jusqu'à présent. En ce sens – et c'est une chance pour un géographe-géomorphologue – il reste vraisemblablement une incommensurable diversité de configurations et de particularismes insulaires à investiguer dans les trois océans du globe.

Références bibliographiques

- Alexandrakis, G., Ghionis, G., Poulos, S., 2013. The Effect of Beach Rock Formation on the Morphological Evolution of a Beach. The Case Study of an Eastern Mediterranean Beach: Ammoudara, Greece. *J. Coast. Res.* 69, 47–59. https://doi.org/10.2112/SI_69_5
- Anders, F.J., Byrnes, M.R., 1991. Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs. *Shore Beach* 17–26.
- Andréfouët, S., Arduin, F., Queffelec, P., Le Gendre, R., 2012. Island shadow effects and the wave climate of the Western Tuamotu Archipelago (French Polynesia) inferred from altimetry and numerical model data. *Mar. Pollut. Bull.* 65, 415–424. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2012.05.042>
- Andréfouët, S., Chagnaud, N., Chauvin, C., Kranenburg, C.J., 2008. Atlas des récifs coralliens de France Outre-Mer. Cent. IRD Nouméa 153.
- Andreieff, P., Bouysse, P., Westercamp, D., 1979. Reconnaissance géologique de l'arc insulaire des Petites Antilles : Résultats d'une campagne à la mer de prélèvements de roches entre Ste-Lucie et Anguilla.
- Andreieff, P., Westercamp, D., Garrabé, F., Bonneton, J.R., Dagain, J., 1988. Stratigraphie de l'île de Saint-Martin (Petites Antilles septentrionales). *Géologie la Fr.* 2–3, 71–88.
- Aslam, M., Kench, P.S., 2017. Reef island dynamics and mechanisms of change in Huvadhu Atoll, Republic of Maldives, Indian Ocean. *Anthropocene* 18, 57–68. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2017.05.003>
- Aston, J. P., 1995. The Relative Mobilities of Coral Cays on the Great Barrier Reef Can be Modeled. Townsville: James Cook University, 267 p.
- Baines, G.B.K., McLean, R.F., 1976. Sequential studies of hurricane deposit evolution at Funafuti atoll. *Mar. Geol.* 21, 1–8. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(76\)90097-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(76)90097-9)
- Barnett, J., Adger, W.N., 2003. Climate Dangers and Atoll Countries. *Clim. Change* 61, 321–337. <https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000004559.08755.88>
- Barry, S.J., Cowell, P.J., Woodroffe, C.D., 2007. A morphodynamic model of reef-island development on atolls. *Sediment. Geol.* 197, 47–63. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.08.006>
- Battistini, R., Bourrouilh-Le Jan, F., Chevalier, J.-P., Coudray, J., Denizot, M., Faure, G., Fisher, J.-C., Guilcher, A., Harmelin-Vivien, M.L., Jaubert, J., Laborel, J., Montaggioni, L.F., Masse, J.-P., Mauge, L.-A., Peyrot-Clausade, M., Pichon, M., Plante, R., Plaziat, J.-C., Plessis, Y.B., Richard, G., Salvat, B., Thomassin, B.A., Vasseur, P., Weydert, P., 1975. Éléments de terminologie récifale indopacifique, Téthys. ed. Station marine d'Endoume.
- Battistini, R., Hirschberger, F., 1994. Cordons et lagunes du littoral de Saint-Martin (Antilles françaises), in: *Enregistreurs et Indicateurs de l'évolution de l'environnement En Zone Tropicale*. Presses Universitaires de Bordeaux, pp. 331–344. <https://doi.org/10.4000/books.pub.10466>
- Bayliss-Smith, T.P., 1988. The Role of Hurricanes in the Development of Reef Islands, Ontong Java Atoll, Solomon Islands. *Geogr. J.* 154, 377–391.

-
- Becker, M., Meyssignac, B., Letetrel, C., Llovel, W., Cazenave, A., Delcroix, T., 2012. Sea level variations at tropical Pacific islands since 1950. *Glob. Planet. Change* 80–81, 85–98. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.09.004>
- Beetham, E., Kench, P.S., 2018. Predicting wave overtopping thresholds on coral reef-island shorelines with future sea-level rise. *Nat. Commun.* 9, 1–8. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-06550-1>
- Berg, R., 2018. National Hurricane Center Tropical Cyclone Report: Hurricane Jose. *Natl. Hurric. Cent. Trop. Cyclone Rep.* 1–36. <https://doi.org/AL142016>
- Bès de Berc, S., Chauvet, M., Lebrun, J.-F., Léticée, J.L., Randrianasolo, A., Traineau, H., 2008. Inventaire des sites géologiques remarquables de la Guadeloupe (Phase 2).
- Bindoff, N.L., Stott, P.A., AchutaRao, K.M., Allen, M.R., Gillett, N., Gutzler, D., Hansingo, K., Hegerl, G., Hu, Y., Jain, S., Mokhov, I.I., Overland, J., Perlwitz, J., Sebbari, R., Zhang, X., 2013. Detection and Attribution of Climate Change: from Global to Regional, in: Intergovernmental Panel on Climate Change (Ed.), *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 867–952. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.022>
- Biribo, N., Woodroffe, C.D., 2013. Historical area and shoreline change of reef islands around Tarawa Atoll, Kiribati. *Sustain. Sci.* 8, 345–362. <https://doi.org/10.1007/s11625-013-0210-z>
- Blanchon, P., 2011. Geomorphic Zonation BT - Encyclopedia of Modern Coral Reefs: Structure, Form and Process, in: Hopley, D. (Ed.), . Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 469–486. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2639-2_33
- Blangy, A., De la Torre, Y., Vaslet, E., 2009. Morphodynamique des littoraux de La Réunion – phase 3 : Suivi et gestion de l'érosion côtière sur 12 sites identifiés comme sensibles.
- Blumenstock, D., 1961. A report on typhoon effects upon Jaluit Atoll. *Atoll Res. Bull.* 75.
- Bouchon, C., Portillo, P., Louis, M., Mazeas, F., Bouchon-Navaro, Y., 2008. Evolution récente des récifs coralliens des îles de La Guadeloupe et de Saint-Barthélemy. *Rev. d'écologie (Terre Vie)* 63, 22.
- Bourrouilh-Le Jan, F., Talandier, J., 1985. Sedimentation et fracturation de haute énergie en milieu récifal: Tsunamis, ouragans et cyclones et leurs effets sur la sédimentologie et la géomorphologie d'un atoll: Motu et Hoa, à Rangiroa, Tuamotu, Pacifique SE. *Mar. Geol.* 67, 263–333. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(85\)90095-7](https://doi.org/10.1016/0025-3227(85)90095-7)
- Brignone, M., Schiaffino, C.F., Isla, F.I., Ferrari, M., 2012. A system for beach video-monitoring: Beachkeeper plus. *Comput. Geosci.* 49, 53–61. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.06.008>
- Bryan, E.H., 1953. Check list of atolls. *Atoll Res. Bull.* 19, 1–38. <https://doi.org/10.5479/si.00775630.19.1>
- Cambers, G., 2003. Monitoring beach changes as an integral component of coastal management.
- Cambers, G., 2009. Caribbean beach changes and climate change adaptation. *Aquat. Ecosyst. Heal. Manag.* 12, 168–176. <https://doi.org/10.1080/14634980902907987>
- Cangialosi, J.P., Latto, A.S., Berg, R., 2018. National Hurricane Center Tropical Cyclone Report: Hurricane Irma (AL12017), 30 August–12 September 2017. *Natl. Hurricane Cent.* 1–111. <https://doi.org/10.1097/TA.0000000000002006>
-

-
- Caron, V., 2011. Contrasted textural and taphonomic properties of high-energy wave deposits cemented in beachrocks (St. Bartholomew Island, French West Indies). *Sediment. Geol.* 237, 189–208. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.03.002>
- Caron, V., 2012. Geomorphic and Sedimentologic Evidence of Extreme Wave Events Recorded by Beachrocks: A Case Study from the Island of St. Bartholomew (Lesser Antilles). *J. Coast. Res.* 283, 811–828. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-10-00152.1>
- Cerema, 2020. Dynamiques et évolution du littoral :Synthèse des connaissances de Saint-Barthélemy et Saint-Martin.
- Chappell, J., 1980. Coral morphology, diversity and reef growth. *Nature* 286, 249–252. <https://doi.org/10.1038/286249a0>
- Christman, R.A., 1953. Geology of St. Bartholomew, St. Martin and Anguila, Lesser Antilles. *Bull. Geol. Soc. Am.* 64, 85–96.
- Coles, S.L., Riegl, B., 2013. Thermal tolerances of reef corals in the Gulf: A review of the potential for increasing coral survival and adaptation to climate change through assisted translocation. *Mar. Pollut. Bull.* 72, 323–332. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2012.09.006>
- Collen, J.D., Garton, D.W., Gardner, J.P.A., 2009. Shoreline Changes and Sediment Redistribution at Palmyra Atoll (Equatorial Pacific Ocean): 1874–Present. *J. Coast. Res.* 253, 711–722. <https://doi.org/10.2112/08-1007.1>
- Collin, A., Duvat, V., Pillet, V., Salvat, B., James, D., 2018. Understanding Interactions between Shoreline Changes and Reef Outer Slope Morphometry on Takapoto Atoll (French Polynesia). *J. Coast. Res.* 85, 496–500. <https://doi.org/10.2112/si85-100.1>
- Cooper, J.A.G., 1991. Beachrock formation in low latitudes: implications for coastal evolutionary models. *Mar. Geol.* 98, 145–154. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(91\)90042-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(91)90042-3)
- Cooper, J.A.G., Masselink, G., Coco, G., Short, A.D., Castelle, B., Rogers, K., Anthony, E.J., Green, A.N., Kelley, J.T., Pilkey, O.H., Jackson, D.W.T., 2020. Sandy beaches can survive sea-level rise. *EarthArXiv*. <https://doi.org/10.31223/osf.io/4md6e>
- Cooper, J.A.G., Mckenna, J., 2008. Working with natural processes: The challenge for coastal protection strategies. *Geogr. J.* 174, 315–331. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4959.2008.00302.x>
- Cooper, J.A.G., Pile, J., 2014. The adaptation-resistance spectrum: A classification of contemporary adaptation approaches to climate-related coastal change. *Ocean Coast. Manag.* 94, 90–98. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2013.09.006>
- Dalongeville, R., Sanlaville, P., 1984. Essai de synthèse sur le beach-rock. *Le Beach-rock. Colloq. novembre 1983, Lyon* 161–167.
- 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 214.
- Degrace, J.N., 2017. Passage de l'ouragan exceptionnel Irma sur les îles françaises des Antilles les 5 et 6 septembre 2017.

-
- Dickinson, W.R., 2004. Impacts of eustasy and hydro-isostasy on the evolution and landforms of Pacific atolls. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 213, 251–269. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.07.012>
- Dickinson, W.R., 2009. Pacific Atoll Living: How Long Already and Until When. *GSA Today* 19, 4. <https://doi.org/10.1130/GSATG35A.1>
- Downing, J., 1983. The coast of Puget Sound : Its processes and development, University of Washington Press. Washington Sea Grant Program University of Washington, Seattle. [https://doi.org/10.1016/0025-326X\(85\)90419-9](https://doi.org/10.1016/0025-326X(85)90419-9)
- Duvat, V., 1999. Les littoraux des îles Seychelles (Mahé, Praslin, La Digue, Desroches) : de l'étude des processus dynamiques à la gestion des côtes sédimentaires.
- Duvat, V., 2005. Géomorphologie, aménagement et gestion des littoraux coralliens des petites îles de l'ouest de l'océan Indien.
- Duvat, V., 2008a. L'évolution de la recherche sur les systèmes coralliens (1960-2007). *Vertigo* 8, 0–17. <https://doi.org/10.4000/vertigo.5051>
- Duvat, V., 2008b. Le système du risque à Saint-Martin (Petites Antilles françaises). *Développement durable Territ.* 11, 2–21. <https://doi.org/10.4000/developpementdurable.7303>
- Duvat, V., Magnan, A., 2012. Ces îles qui pourraient disparaître, Le Pommier. ed.
- Duvat, V.K.E., Magnan, A.K., Etienne, S., Salmon, C., Pignon-Mussaud, C., 2016a. Assessing the impacts of and resilience to Tropical Cyclone Bejisa, Reunion Island (Indian Ocean). *Nat. Hazards* 1–40. <https://doi.org/10.1007/s11069-016-2338-5>
- Duvat, V.K.E., Salmon, C., Magnan, A.K., 2016b. Trajectoires de vulnérabilité des littoraux de l'île de la Réunion aux risques liés à la mer (1950-actuel). *Studies* 04, 72.
- Duvat, V.K.E., Pillet, V., 2017. Shoreline changes in reef islands of the Central Pacific: Takapoto Atoll, Northern Tuamotu, French Polynesia. *Geomorphology* 282, 96–118. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.002>
- Duvat, V.K.E., Salvat, B., Salmon, C., 2017a. Drivers of shoreline change in atoll reef islands of the Tuamotu Archipelago, French Polynesia. *Glob. Planet. Change* 158, 134–154. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.09.016>
- Duvat, V.K.E., Volto, N., Salmon, C., 2017b. Impacts of category 5 tropical cyclone Fantala (April 2016) on Farquhar Atoll, Seychelles Islands, Indian Ocean. *Geomorphology* 298, 41–62. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.09.022>
- Duvat, V., Pillet, V., Volto, N., Krien, Y., Cécé, R., Bernard, D., 2018. High human influence on beach response to tropical cyclones in small islands: Saint-Martin Island, Lesser Antilles. *Geomorphology* 325, 70–91. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.09.029>
- Duvat, V.K.E., 2019. A global assessment of atoll island planform changes over the past decades. *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Chang.* e557. <https://doi.org/10.1002/wcc.557>
- Duvat, V.K.E., Magnan, A.K., 2019. Rapid human-driven undermining of atoll island capacity to adjust to ocean climate-related pressures. *Sci. Rep.* 9, 15129. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-51468-3>
-

-
- Duvat, V.K.E., Stahl, L., Costa, S., Maquaire, O., Magnan, A.K., 2019. Taking control of human-induced destabilisation of atoll islands: lessons learnt from the Tuamotu Archipelago, French Polynesia. *Sustain. Sci.* <https://doi.org/10.1007/s11625-019-00722-8>
- Duvat, V.K.E., Pillet, V., Volto, N., Terorotua, H., Laurent, V., 2020. Contribution of moderate climate events to atoll island building (Fakarava Atoll, French Polynesia). *Geomorphology* 354, 107057. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107057>
- Etienne, S., 2012. Marine inundation hazards in French Polynesia: geomorphic impacts of Tropical Cyclone Oli in February 2010. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 361, 21–39. <https://doi.org/10.1144/SP361.4>
- Fielding, R., 2017. Landscapes and Landforms of the Lesser Antilles 45–59. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-55787-8>
- Fletcher, C., Richmond, B., Rooney, J., Barbee, M., Lim, S.C., 2003. Mapping Shoreline Change Using Digital Orthophotogrammetry on Maui, Hawaii. *J. Coast. Res. SPEC. ISS.* 38, 106–124.
- Fletcher, C.H., Mullane, R.A., Richmond, B.M., Fletchert, C.H., Richmond+, B.M., 1997. Beach Loss Along Armored Shorelines on Oahu, Hawaiian Islands. *J. Coast. Res.* 13, 209–215.
- Ford, M.R., 2012. Shoreline Changes on an Urban Atoll in the Central Pacific Ocean: Majuro Atoll, Marshall Islands. *J. Coast. Res.* 279, 11–22. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00008.1>
- Ford, M.R., 2013. Shoreline changes interpreted from multi-temporal aerial photographs and high resolution satellite images: Wotje Atoll, Marshall Islands. *Remote Sens. Environ.* 135, 130–140. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.03.027>
- Ford, M.R., Kench, P.S., 2015. Multi-decadal shoreline changes in response to sea level rise in the Marshall Islands. *Anthropocene* 11, 14–24. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2015.11.002>
- Ford, M.R., Kench, P.S., 2016. Spatiotemporal variability of typhoon impacts and relaxation intervals on Jaluit Atoll, Marshall Islands. *Geology* 44, 159–162. <https://doi.org/10.1130/G37402.1>
- Frohlich, C., Hornbach, M.J., Taylor, F.W., 2011. Megablocks BT - Encyclopedia of Modern Coral Reefs: Structure, Form and Process, in: Hopley, D. (Ed.), . Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 679–683. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2639-2_231
- Germa, A., 2008. Evolution volcano-tectonique de l'île de la Martinique (arc insulaire des Petites Antilles): nouvelles contraintes géochronologiques et géomorphologiques. Université Paris-Sud.
- Gischler, E., 2016. Guyot, Atoll. pp. 302–309. https://doi.org/10.1007/978-94-007-6238-1_130
- Giuliani, G., Peduzzi, P., 2011. The PREVIEW global risk data platform: A geoportal to serve and share global data on risk to natural hazards. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11, 53–66. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-53-2011>
- Goldberg, W.M., 2016. Atolls of the world: Revisiting the original checklist. *Atoll Res. Bull.* 2016. <https://doi.org/10.5479/si.0077-5630.610>
- Gourlay, M.R., 2011. Waves and Wave-Driven Currents - Encyclopedia of Modern Coral Reefs: Structure, Form and Process, in: Hopley, D. (Ed.), . Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 1154–1171. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2639-2_32
-

-
- Guisado-Pintado, E., Jackson, D.W.T., 2018. Multi-scale variability of storm Ophelia 2017: The importance of synchronised environmental variables in coastal impact. *Sci. Total Environ.* 630, 287–301. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.02.188>
- Guisado-Pintado, E., Jackson, D.W.T., Rogers, D., 2019. 3D mapping efficacy of a drone and terrestrial laser scanner over a temperate beach-dune zone. *Geomorphology* 328, 157–172. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.12.013>
- Hamylton, S., East, H., 2012. A geospatial appraisal of ecological and geomorphic change on diego garcia atoll, chagos islands (British indian ocean territory). *Remote Sens.* 4, 3444–3461. <https://doi.org/10.3390/rs4113444>
- Harmelin-Vivien, M.L., Laboute, P., 1986. Catastrophic impact of hurricanes on atoll outer reef slopes in the Tuamotu (French Polynesia). *Coral Reefs* 5, 55–62. <https://doi.org/10.1007/BF00270353>
- Hay, J., Mimura, N., 2010. The changing nature of extreme weather and climate events: risks to sustainable development. *Geomats, Nat. Hazards Risk* 1, 3–18. <https://doi.org/10.1080/19475701003643433>
- Hédou, F., Roche, A., Trmal, C., Moraud, S., Deniaud, Y., 2018. Élaboration de l'indicateur national de l'érosion côtière, in: XVèmes Journées, La Rochelle. Editions Paralia, pp. 647–654. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2018.075>
- Hegerl, G.C., Hoegh-Guldberg, O., Casassa, G., 2010. IPCC Expert Meeting on Detection and Attribution Related to Anthropogenic Climate Change The World Meteorological Organization Good Practice Guidance Paper on Detection and Attribution Related to Anthropogenic Climate Change Good Practice Guidance Paper o. Intergovernmental Panel Clim. Chang.
- Hily, C., Duchêne, J., Bouchon, C., Bouchon-Navaro, Y., Gigou, A., Payri, C., Védie, F., 2010. Les herbiers de phanérogames marines de l'outre-mer français 1–140.
- Holdaway, A., Ford, M.R., 2019. Resolution and scale controls on the accuracy of atoll island shorelines interpreted from satellite imagery. *Appl. Geomatics*. <https://doi.org/10.1007/s12518-019-00266-7>
- Hopley, D., 1997. *Geology of Reef Islands of the Great Barrier Reef, Australia*. pp. 835–866. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(04\)80051-7](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(04)80051-7)
- Hopley, D., 2011. Lagoons BT - Encyclopedia of Modern Coral Reefs: Structure, Form and Process, in: Hopley, D. (Ed.), . Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 617–618. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2639-2_224
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation & Vulnerability*. Cambridge University Press.
- Kench, P.S., Brander, R.W., 2006. Response of reef island shorelines to seasonal climate oscillations: South Maalhosmadulu atoll, Maldives. *J. Geophys. Res.* 111, F01001. <https://doi.org/10.1029/2005JF000323>
- Kench, P.S., Brander, R.W., 2006. Wave Processes on Coral Reef Flats: Implications for Reef Geomorphology Using Australian Case Studies. *J. Coast. Res.* 221, 209–223. <https://doi.org/10.2112/05A-0016.1>
- Kench, P.S., Chan, J., Owen, S.D., McLean, R.F., 2014. The geomorphology, development and temporal dynamics of Tepuka Island, Funafuti atoll, Tuvalu. *Geomorphology* 222, 46–58. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.043>
-

-
- Kench, P.S., Thompson, D., Ford, M.R., Ogawa, H., McLean, R.F., 2015. Coral islands defy sea-level rise over the past century: Records from a central Pacific atoll. *Geology* 43, 515–518. <https://doi.org/10.1130/G36555.1>
- Kench, P.S., Ford, M.R., Owen, S.D., 2018. Patterns of island change and persistence offer alternate adaptation pathways for atoll nations. *Nat. Commun.* <https://doi.org/10.1038/s41467-018-02954-1>
- Knapp, K.R., Kruk, M.C., Levinson, D.H., Diamond, H.J., Neumann, C.J., 2010. The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS). *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 91, 363–376. <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2755.1>
- Lachassagne, P., 1990. Dynamique actuelle des côtes de la Guadeloupe et de ses dépendances : Inventaire des zones d'évolution et définition des travaux nécessaires à une meilleure connaissance et gestion du littoral guadeloupéen.
- Ladd, H.S., Tracey, J.I., Wells, J.W., Emery, K.O., 1950. Organic Growth and Sedimentation on an Atoll. *J. Geol.* 58, 410–425.
- Laurent, V., Varney, P., 2010. Historique des cyclones de Polynésie française de 1831 à 2010.
- Le Cozannet, G., Garcin, M., Petitjean, L., Cazenave, A., Becker, M., Meyssignac, B., Walker, P., Devilliers, C., Le Brun, O., Lecacheux, S., Bailis, A., Bulteau, T., Yates, M., Wöppelmann, G., 2013. Exploring the relation between sea level rise and shoreline erosion using sea level reconstructions: an example in French Polynesia. *J. Coast. Res.* 165, 2137–2142. <https://doi.org/10.2112/SI65-361.1>
- Lemoigne, B., Paulineau, M., Nachbaur, A., A, S., 2013. Établissement d'un état de référence du trait de côte de la Martinique : situation en 2010 et évolution historique depuis 1951.
- Lowe, M.K., Adnan, F.A.F., Hamylton, S.M., Carvalho, R.C., Woodroffe, C.D., 2019. Assessing Reef-Island Shoreline Change Using UAV-Derived Orthomosaics and Digital Surface Models. *Drones* 3, 44. <https://doi.org/10.3390/drones3020044>
- Magnan, A.K., 2018. L'atoll polynésien de Mataiva face aux enjeux du phosphate. *J. Soc. Ocean.* <https://doi.org/10.4000/jso.8084>
- Mann, T., Westphal, H., 2014. Assessing long-term changes in the beach width of reef Islands based on temporally fragmented remote sensing data. *Remote Sens.* 6, 6961–6987. <https://doi.org/10.3390/rs6086961>
- Maragos, J.E., Baines, G.B.K., Beveridge, P.J., 1973. Tropical Cyclone Bebe Creates a New Land Formation on Funafuti Atoll. *Science* (80-.). 181, 1161–1164. <https://doi.org/10.1126/science.181.4105.1161>
- 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, pp. 267–302.
- McLean, R., 2011. Beach Rock, in: Hopley, D. (Ed.), . Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 107–111. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2639-2_44
- McLean, R., Kench, P.S., 2015. Destruction or persistence of coral atoll islands in the face of 20th and 21st century sea-level rise? *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Chang.* 6, 445–463. <https://doi.org/10.1002/wcc.350>
- Montaggioni, L.F., Braithwaite, C.J.R., 2009. Reef Anatomy and Stratigraphy, in: *Developments in Marine Geology*. pp. 223–269. [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(09\)05006-4](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(09)05006-4)
-

-
- Montaggioni, L.F., Collin, A., James, D., Salvat, B., Martin-Garin, B., Siu, G., Taiarui, M., Chancerelle, Y., 2019. Morphology of fore-reef slopes and terraces, Takapoto Atoll (Tuamotu Archipelago, French Polynesia, central Pacific): The tectonic, sea-level and coral-growth control. *Mar. Geol.* 417, 106027. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106027>
- Naseer, A., Hatcher, B.G., 2004. Inventory of the Maldives' coral reefs using morphometrics generated from Landsat ETM+ imagery. *Coral Reefs* 23, 161–168. <https://doi.org/10.1007/s00338-003-0366-6>
- Nicholls, R.J., Cazenave, A., 2010. Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones. *Science* (80-). 328, 1517–1520. <https://doi.org/10.1126/science.1185782>
- Nott, J., 2004. The tsunami hypothesis—comparisons of the field evidence against the effects, on the Western Australian coast, of some of the most powerful storms on Earth. *Mar. Geol.* 208, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.04.023>
- Nurse, L.A., McLean, R.F., Agard, J., Briguglio, L.P., Duvat-Magnan, V., Pelesikoti, N., Tompkins, E., Webb, A., 2014. Small islands, in: Barros, V.R., Field, C.B., Dokken, D.J., Mastrandrea, M.D., Mach, K.J., Bilir, T.E., Chatterjee, M., Ebi, K.L., Estrada, Y.O., Genova, R.C., Girma, B., Kissel, E.S., Levy, A.N., MacCracken, S., Mastrandrea, P.R., White, L.L. (Eds.), *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1613–1654.
- Pagney, P., 1966. *Le climat des Antilles*. Éditions de l'IHEAL. <https://doi.org/10.4000/books.iheal.4443>
- Pasch J., R., Penny B., A., Berg, R., 2019. National Hurricane center tropical cyclone report: Hurricane Maria, National Weather Service.
- Paskoff, R., 2010. *Les littoraux: Impact des aménagements sur leur évolution*, Armand Col. ed. Paris.
- Pelling, M., Uitto, J., 2001. Small island developing states: natural disaster vulnerability and global change. *Glob. Environ. Chang. Part B Environ. Hazards* 3, 49–62. [https://doi.org/10.1016/S1464-2867\(01\)00018-3](https://doi.org/10.1016/S1464-2867(01)00018-3)
- Pillet, V., Duvat, V.K.E., Krien, Y., Cécé, R., Arnaud, G., Pignon-Mussaud, C., 2019. Assessing the impacts of shoreline hardening on beach response to hurricanes: Saint-Barthélemy, Lesser Antilles. *Ocean Coast. Manag.* 174, 71–91. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.03.021>
- Pirazzoli, P.A., Montaggioni, L.F., 1986. Late Holocene sea-level changes in the northwest Tuamotu islands, French Polynesia. *Quat. Res.* 25, 350–368. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(86\)90006-2](https://doi.org/10.1016/0033-5894(86)90006-2)
- Purkis, S.J., Gardiner, R., Johnston, M.W., Sheppard, C.R.C., 2016. A half-century of coastline change in Diego Garcia - The largest atoll island in the Chagos. *Geomorphology* 261, 282–298. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.03.010>
- Rankey, E.C., 2011. Nature and stability of atoll island shorelines: Gilbert Island chain, Kiribati, equatorial Pacific. *Sedimentology* 58, 1831–1859. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01241.x>
- Rey, T., Leone, F., Candela, T., Belmadani, A., Palany, P., Krien, Y., Cécé, R., Gherardi, M., Péroche, M., Zahibo, N., 2019. Coastal Processes and Influence on Damage to Urban Structures during Hurricane Irma (St-Martin & St-Barthélemy, French West Indies). *J. Mar. Sci. Eng.* 7, 215. <https://doi.org/10.3390/jmse7070215>

-
- Richmond, B.M., 1992. Development of atoll islets in the central Pacific. *Proc. 7th Int. Coral Reef Symp.* 2, 1185–1194.
- Riegl, B., Purkis, S.J., Al-Cibahy, A.S., Abdel-Moati, M.A., Hoegh-Guldberg, O., 2011. Present Limits to Heat-Adaptability in Corals and Population-Level Responses to Climate Extremes. *PLoS One* 6, e24802. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0024802>
- Roberts, H.H., Lugo-Fernández, A., 2011. Lagoon Circulation BT - *Encyclopedia of Modern Coral Reefs: Structure, Form and Process*, in: Hopley, D. (Ed.), . Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 613–617. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2639-2_102
- Rogers, J.S., Monismith, S.G., Feddersen, F., Storlazzi, C.D., 2013. Hydrodynamics of spur and groove formations on a coral reef. *J. Geophys. Res. Ocean.* 118, 3059–3073. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20225>
- Romine, B.M., 2013. Historical shoreline changes on beaches of the Hawaiian Islands with relation to human impacts, sea level, and other influences on beach dynamics. *Dep. Geol. Geophys.*
- Romine, B.M., Fletcher, C.H., 2012. Armoring on Eroding Coasts Leads to Beach Narrowing and Loss on Oahu, Hawaii, in: Cooper, J.A.G., Pilkey, O.H. (Eds.), *Pitfalls of Shoreline Stabilization: Selected Case Studies*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 141–164. https://doi.org/10.1007/978-94-007-4123-2_10
- Roques, C., Bengoubou-Valerius, M., Le Cozanet, G., 2010. Évolution et dynamique du trait de côte de l'archipel Guadeloupéen. *Étude de 1956 à 2004*.
- Russell, R.J., 1962. Origin of beach rock. *Zeitschrift für Geomorphol.* NF 6, 1–16.
- Salmon, C., Duvat, V.K.E., Laurent, V., 2019. Human- and climate-driven shoreline changes on a remote mountainous tropical Pacific Island: Tubuai, French Polynesia. *Anthropocene*. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2019.100191>
- Salvat, F., Salvat, B., 1992. Nukutipipi Atoll, Tuamotu Archipelago; Geomorphology, land and marine flora and fauna and interrelationships. *Atoll Res. Bull.* 357, 1–43. <https://doi.org/10.5479/si.00775630.357.1>
- Scoffin, T.P., 1993. The geological effects of hurricanes on coral reefs and the interpretation of storm deposits. *Coral Reefs* 12, 203–221. <https://doi.org/10.1007/BF00334480>
- Shinn, E.A., 2011. Spurs and Grooves BT - *Encyclopedia of Modern Coral Reefs: Structure, Form and Process*, in: Hopley, D. (Ed.), . Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 1032–1034. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2639-2_255
- Shope, J.B., Storlazzi, C.D., 2019. Assessing Morphologic Controls on Atoll Island Alongshore Sediment Transport Gradients Due to Future Sea-Level Rise. *Front. Mar. Sci.* 6. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00245>
- Short, A.D., Aagaard, T., Cowell, P.J., Hanslow, D., A. Hesp, P., Hughes, G.M., Masselink, G., Meleo, J., Turner, I.L., 1999. *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, Wiley. ed.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., 2008. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *J. Comput. Phys.* 227, 3465–3485. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2007.01.037>
-

-
- Smithers, S.G., Hopley, D., 2011. Coral cay classification and evolution.
- Stoddart, D.R., 1965. The shape of atolls. *Mar. Geol.* 3, 369–383. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(65\)90025-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(65)90025-3)
- Stoddart, D.R., Cann, J.R., 1965. Nature and origin of beach rock. *J. Sediment. Res.* 35, 243–247. <https://doi.org/10.1306/74D7122B-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Stoddart, D.R., 1969. Ecology and Morphology of Recent Coral Reefs. *Biol. Rev.* 44, 433–498. <https://doi.org/10.1111/j.1469-185X.1969.tb00609.x>
- Stoddart, D.R., Sachet, M.-H., 1969. Reconnaissance geomorphology of Rangiroa Atoll, Tuamotu Archipelago. With List of Vascular Flora of Rangiroa. *Atoll Res. Bull.* 125, 1–32. <https://doi.org/10.5479/si.00775630.125.1>
- Stoddart, D.R., 1971. Coral Reefs and Islands and Catastrophic Storms, in: Steers, J.A. (Ed.), *Applied Coastal Geomorphology*. Palgrave Macmillan UK, London, pp. 155–197. https://doi.org/10.1007/978-1-349-15424-1_10
- Stoddart, D.R., Steers, J.A., 1977. The nature and origin of coral reef islands, in: JONES, O.A., ENDEAN, R.B.T.-B. and G. of C.R. (Eds.), *Biology and Geology of Coral Reefs*. Elsevier, pp. 59–105. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-395528-9.50011-7>
- Suanez, S., Garcin, M., Bulteau, T., Rouan, M., Lagadec, L., David, L., 2012. Les observatoires du trait de côte en France métropolitaine et dans les DOM. *EchoGéo*. <https://doi.org/10.4000/echogeo.12942>
- Testut, L., Duvat, V., Ballu, V., Fernandes, R.M.S., Pouget, F., Salmon, C., Dymont, J., 2016. Shoreline changes in a rising sea level context: The example of Grande Glorieuse, Scattered Islands, Western Indian Ocean. *Acta Oecologica* 72, 110–119. <https://doi.org/10.1016/j.actao.2015.10.002>
- Thieler, E.R., Danforth, W.W., 1994. Historical Shoreline Mapping (I): Improving Techniques and Reducing Positioning Errors. *J. Coast. Res.* 10, 549–563.
- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., Ergul, A., 2017. The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 4.0 - An ArcGIS extension for calculating shoreline change (ver. 4.4, July 2017) : U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278, Open-File Report. Reston.
- Tracey, J.I., Cloud, P.E., Emery, K.O., 1955. Conspicuous features of organic reefs. *Atoll Res. Bull.* 1–7.
- Wagner, J., Paute, F.-E., Bockel, T., Gardes, L., André, V., Charles, M., Languille, J., Brugneaux, S., 2019. Outre mer français la protection spatiale des récifs coralliens.
- Webb, A.P., Kench, P.S., 2010. The dynamic response of reef islands to sea-level rise: Evidence from multi-decadal analysis of island change in the Central Pacific. *Glob. Planet. Change* 72, 234–246. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.05.003>
- Westercamp, D., Andreieff, P., 1983. Saint-Barthélemy et ses îles, Antilles françaises: stratigraphie et évolution magmato-structurale. *Bull. la Société géologique Fr.*
- Woodroffe, C.D., McLean, R.F., Smithers, S.G., Lawson, E.M., 1999. Atoll reef-island formation and response to sea-level change: West Island, Cocos (Keeling) Islands. *Mar. Geol.* 160, 85–104. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00009-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00009-2)
-

-
- Woodroffe, C.D., Morrison, R.J., 2001. Reef-island accretion and soil development on Makin, Kiribati, central Pacific. *Catena* 44, 245–261. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(01\)00135-7](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00135-7)
- Woodroffe, C.D., 2002. *Coasts*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781316036518>
- Woodroffe, C.D., 2008. Reef-island topography and the vulnerability of atolls to sea-level rise. *Glob. Planet. Change* 62, 77–96. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.11.001>
- Woodroffe, C.D., Biribo, N., 2011. Atolls, in: Hopley, D. (Ed.), . Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 51–71. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2639-2_4
- Xue, C., Howorth, R., 2003. Natural and artificial connections between atoll islets in the pacific, their process and environmental impact. *J. Ocean Univ. Qingdao* 2, 195–200. <https://doi.org/10.1007/s11802-003-0051-y>
- Xue, C., Howorth, R., He, C., 2004. Environmental impact of artificial harbors in tropic pacific oceanic islands. *J. Ocean Univ. China* 3, 99–105. <https://doi.org/10.1007/s11802-004-0017-8>
- Yamano, H., Kayanne, H., Yamaguchi, T., Kuwahara, Y., Yokoki, H., Shimazaki, H., Chikamori, M., 2007. Atoll island vulnerability to flooding and inundation revealed by historical reconstruction: Fongafale Islet, Funafuti Atoll, Tuvalu. *Glob. Planet. Change* 57, 407–416. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.007>
- Yates, M., Le Cozannet, G., Garcin, M., Salai, E., Walker, P., 2013. Multidecadal Atoll Shoreline Change on Manihi and Manuae, French Polynesia. *J. Coast. Res.* 289, 870–882. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00129.1>

Table des figures

Figure 1 – Localisation des terrains d'étude : les îles coralliennes d'atolls dans l'archipel des Tuamotu (Polynésie française) et les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy dans le nord des Petites Antilles.....	4
Figure 2 – <i>The shape of atolls</i> – La forme des atolls, figure issue des travaux de Stoddart (1965) illustre, avec cet échantillon de 99 atolls de l'océan Pacifique, l'immense diversité des formes que peuvent prendre ces édifices coralliens. Les échelles ne sont pas respectées et l'orientation est arbitraire.	14
Figure 3 – (A) Bloc diagramme d'un atoll de l'archipel des Tuamotu, Polynésie française. Les trois ensembles, pente externe, couronne récifale et le lagon se succèdent depuis l'océan (1965). (B) Coupe schématique de la partie au vent d'un atoll de la zone indopacifique laissant voir les principaux éléments de zonation: le récif externe, la couronne récifale et le lagon, ainsi que les sous-ensembles ou entités constituants (d'après Stoddart, 1969 et Battistini et al., 1975).	15
Figure 4 – Profils caractéristiques des pentes externes d'atolls dans le nord de l'archipel des Tuamotu. D'après Duvat et al., 2017	17
Figure 5 – Mégabloc récifal sur le platier océanique de la face est de l'atoll de Takapoto, archipel des Tuamotu, Polynésie française. Ce mégabloc, dont les dimensions atteignent environ 10 mètres par 3,50 mètres (A) a été démantelé des pentes externes du récif depuis lequel il a été déplacé à une distance approchant les 100 mètres. (B) Comme nous pouvons le voir sur cette vue détaillée, les coraux en position de croissance indiquent que ce mégabloc de taille importante a été déplacé par translation. Photographies : V.Pillet. .	19
Figure 6 – Exemples de hoa et de passes dans l'océan Pacifique (atolls de l'archipel des Tuamotu, Polynésie française), vues aériennes obliques. La passe de Tetamanu au sud de l'atoll de Fakarava vue vers le sud (A) et vers l'est (B). Sur ces photographies, il est possible de noter la différence de profondeur entre les hoa et la passe. (C) Passe à proximité de l'île-village de l'atoll de Manihi (vue vers le nord). Photographies et réalisation : V.Pillet.....	20
Figure 7 – Vues aériennes obliques d'une portion du sud de la couronne récifale l'atoll de Fakarava, archipel des Tuamotu, Polynésie française. (A) Les îles coralliennes d'atolls se forment sur la couronne récifale et sont séparées par des chenaux (appelés hoa) qui permettent la circulation de l'eau entre l'océan et le lagon et des sédiments des pentes externes aux îles lorsqu'ils sont actifs. (B) La plateforme conglomératique constitue souvent le point d'ancrage des accumulations sédimentaires sur la couronne récifale, qui pourront si elles sont suffisamment stables, former les îles coralliennes végétalisées. Photographies et réalisation : V.Pillet.....	21
Figure 8 – Coupes transversales schématiques des faces océanique (A) et lagonaire (B) d'un atoll de l'océan Pacifique d'après Battistini et al. (1975).	26
Figure 9 – Vues aériennes verticales d'îles coralliennes du sud de l'atoll de Fakarava, archipel des Tuamotu, Polynésie française. Photographies et réalisation : V.Pillet.	27
Figure 10 - Coupes schématiques de récifs frangeants.....	29
Figure 11 – Coupe schématique d'un système côtier ouvert sur le large.....	30
Figure 12 – Vues verticales des systèmes côtiers rencontrés sur les îles hautes volcaniques du nord de l'arc antillais. (A) Sur les côtes où se développe un récif frangeant, la présence des pentes externes et de la crête	

<p>récifale provoque le déferlement des houles bien au-devant des plages d'arrière-récif. (B) et (C) Sur les plages ouvertes, les houles déferlent directement en bas de plage. Sur les deux types de systèmes côtiers, on rencontre des plages adosées et des systèmes cordon-lagune. Réalisation : V.Pillet.</p>	31
<p>Figure 13 – « Morphologie des récifs et des îles récifales en fonction de l'occurrence des tempêtes » (traduit de McLean et Woodroffe, 1994).</p>	34
<p>Figure 14 – (page suivante) Principales espèces végétales que l'on retrouve sur les atolls de Polynésie française ayant été recensées par Stoddart (1969). (A) <i>Suriana maritima</i>, (B) <i>Tournefortia argentea</i>, (C) <i>Guettarda</i>, (D) <i>Pandanus</i>, (E) <i>Cassytha filiformis</i>, (F) <i>Scaevola taccada</i>, (G) <i>Pemphis acidula</i> et (H) côte lagonaire dominée par <i>Cocos nucifera</i> sur l'atoll de Ahe (archipel des Tuamotu, Polynésie française).</p>	38
<p>Figure 15 – Dalles de beachrock présentant un pendage conforme à celui de la plage au-devant de laquelle elle est située, ici (A) sur la côte océanique nord-est de l'atoll de Ahe dans l'archipel des Tuamotu (Polynésie française). (B) Le beachrock, ici vue détaillée d'un fragment de dalle, est une roche sédimentaire formée de la cimentation par la calcite et l'aragonite des matériaux situés dans la zone intertidale de la plage (face océanique ouest de l'atoll de Takapoto, archipel des Tuamotu, Polynésie française). Photographies : V.Pillet.</p>	41
<p>Figure 16 – Carte de synthèse à l'échelle mondiale de l'évolution de la surface des îles coralliennes d'atolls des océans Pacifique et Indien sur les dernières décennies et rythmes d'élévation du niveau de la mer pour chaque région (d'après les travaux de Duvat, 2019). On notera une prédominance des îles dont la surface a été stable (jaune) voire en extension (vert), alors que les îles ayant connu une contraction ne représentent qu'une faible part de l'échantillon (rouge). Les rythmes d'élévation du niveau de la mer, qui montrent une forte variabilité spatiale à l'échelle des océans Pacifique et Indien ne permettent pas d'expliquer les variations inter-régionales du comportement des îles coralliennes.</p>	46
<p>Figure 17 – Synthèse de l'évolution de surface des 709 îles considérées dans la revue de littérature de Duvat (2018). Les données de surface, issues des études précédentes ont été converties en taux d'évolution décennal afin de permettre la comparaison entre les différentes îles étudiées sur des laps de temps différents. L'intervalle matérialisé par les deux lignes bleues correspond à la marge d'erreur considérée ($\pm 3\%$). Ainsi, toutes les îles étant incluses entre ces deux lignes sont considérées comme ayant été stables. On notera une relation entre la taille des îles et leur taux d'évolution. Figure extraite sans modification des travaux de Duvat (2019).</p>	47
<p>Figure 18 – Étendue temporelle des études de l'évolution de la surface et de la position du trait de côte des îles coralliennes d'atolls des océans Indien et Pacifique depuis 2009. Ces îles ont été étudiées sur des périodes allant de 23 à 126 ans. On notera également la faible représentation des atolls de l'océan Indien (4 atolls sur 36, soit seulement 11 % de l'échantillon), mettant en évidence un gap géographique certain. Figure de synthèse réalisée à partir des travaux de Duvat (2019).</p>	56
<p>Figure 19 – Indicateurs de la position du trait de côte utilisés dans les études menées dans l'océan Pacifique.</p>	58
<p>Figure 20 – Date des images les plus récentes utilisées dans les études de l'évolution de la surface des îles réalisées entre 2009 et 2018 dans les océans Pacifique et Indien (selon Duvat, 2018).</p>	62
<p>Figure 21 – Carte de la Polynésie française et des cinq archipels qui la composent.</p>	72

Figure 22 – Cartes des atolls de Ahe et Takaroa. La numérotation des îles a été réalisée dans le sens inverse des aiguilles d’une montre. Les plus grandes îles situées aux extrémités de la couronne récifale ont été subdivisées en secteurs et sous-secteurs en fonction de l’exposition de leurs côtes océaniques. Réalisation : V.Pillet.	74
Figure 23 – Cartes des atolls de Takapoto et de Mataiva sur lesquels nous avons détecté l’évolution de la largeur des plages à l’échelle pluridécennale.....	75
Figure 24 — Roses des houles annuelles entre 1990 et 2012 au nord et au sud des groupes Ahe/Manihi (A, B) et Takaroa/Takapoto (C, D). Les données issues du modèle WAVEWATCH III sont extraites de la base Iowaga montrent l’occurrence en pourcentage des houles en fonction de leur direction de provenance.	79
Figure 25 – Trajectoire du système cyclonique Orama qui a évolué en Polynésie du 20 au 28 février 1983. Orama passe à deux reprises au large des côtes est des atolls de Ahe et de Takaroa. Réalisation : V.Pillet.....	83
Figure 26 – Évolution démographique en Polynésie française depuis 1983. (A) Courbes et taux d’évolution démographique par archipel et par période. Tous les archipels ont connu une croissance de leur population sur les trois dernières décennies. (B) Nombre d’habitants par archipel aux dates des recensements réalisés par l’Institut de la Statistique de Polynésie française entre 1983 et 2012. (C) Répartition de la population dans les archipels polynésiens en 1983 et 2012. Sur cette période, la population a augmenté de +61 % (100 000 hab.) (cette croissance est symbolisée par la différence de taille des deux cercles).	85
Figure 27 – Évolution démographique sur les atolls de Manihi, Takaroa et Ahe (archipel des Tuamotu) entre 1983 et 2012. (A) Courbes et taux d’évolution démographique par atoll et par période. La population de ces trois atolls a connu, lors de la phase d’essor de la perliculture (1988-2002), un taux de croissance significatif, atteignant par exemple +133 % sur l’atoll de Ahe entre 1988 et 1996. (B) Nombre d’habitants par atolls aux dates des recensements réalisés par l’Institut de la Statistique de Polynésie française entre 1983 et 2012	87
Figure 28 – Exportation de perles brutes en tonnes par années entre 1983 et 2018 en Polynésie française et taux d’évolution des exports par période. Entre 1990 et 2000, la quantité de perles brutes produites puis exportées a connu un essor considérable.....	89
Figure 29 — Carte de l’archipel des Petites Antilles. (A) Ce dernier est situé à la rencontre de l’océan Atlantique et de la mer des Caraïbes et se subdivise en deux sous-ensembles géographiques que sont les Îles du Vent (qui s’étendent des British Virgin Islands au nord, jusqu’à Trinidad-et-Tobago, au sud) et les Îles Sous-le-Vent (qui s’étendent d’Aruba à l’ouest à Los Testigos, à l’est). (B) L’île binationale de Saint-Martin et l’île de Saint-Barthélemy, Collectivités d’outre-mer, se situent au nord des Îles du Vent. Réalisation : V.Pillet. ...	95
Figure 30 — Île de Saint-Martin. Carte des principaux éléments morphologiques et des caractéristiques anthropiques de l’île de Saint-Martin (modifiée d’après Duvat et al., 2018).....	98
Figure 31 — Île de Saint-Barthélemy. Carte des principaux éléments morphologiques et des caractéristiques anthropiques de l’île de Saint-Barthélemy (modifiée d’après Pillet et al., 2019).	99
Figure 32 — Grandes structures paysagères des îles hautes de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. (A) Vue depuis le point culminant de Saint-Martin (Pic Paradis, 424 m). Au-devant, le paysage de collines formées par l’intrusion d’andésite durant l’Oligocène plonge vers l’océan en plaines littorales (ici, la plaine de Marigot). Au fond, le secteur des Terres-Basses et le tombolo double : au premier plan, le cordon de la Baie	

Nettlé, au second plan, Simpson Bay. (B) Paysage de côte basse que l'on retrouve sur les littoraux des deux îles ; au premier plan, la face externe du cordon sableux de la baie de l'Embouchure. (C) À Saint-Barthélemy on retrouve également ce paysage caractéristique qui oppose reliefs qui se terminent vers l'océan par des falaises vives et côtes sédimentaires basses. Au premier plan, la plage adossée de Grand Fond composée de sable et de débris coralliens. (D) Les côtes sont caractérisées par la succession de falaises rocheuses escarpées et de plages qui se développent dans le fond des baies ; ici, un bel exemple de ce paysage littoral typique (Petite Anse au premier plan, la baie des Flamands au centre à laquelle succède la pointe à Étages (Saint-Barthélemy). 100

Figure 33 – (page suivante) Diversité des systèmes sédimentaires côtiers rencontrés sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. (A) plage sableuse adossée à des pentes rocheuses, ici au fond de la Baie de Petites Cayes au nord de Saint-Martin. (B) plage adossée à des pentes rocheuses dans le secteur de Petites Cayes (Saint-Martin, nord). Formée de débris coralliens pluri décimétriques disposés en tuilage, cette plage a été largement alimentée par les cyclones tropicaux de septembre 2017. (C) plage adossée à une plaine littorale. Ici, la plage des Flamands à Saint-Barthélemy. Activement urbanisée à l'échelle des dernières décennies, son linéaire est artificialisé sur la quasi-totalité de sa longueur par des ouvrages longitudinaux en haut de plage (mur de défense ou de propriété). (D) Plage externe du cordon de Baie Longue qui encadre Grand Étang. Ici, en juillet 2018, une végétation pionnière à *Ipomoea pes-caprae* colonise le haut de plage. Vues d'ensemble des systèmes cordon-lagune de Gibb's Bay (E, Saint-Martin) et de Toiny (F, Saint-Barthélemy). De petites tailles, ces systèmes ne sont pas ou peu aménagés. À l'inverse, le cordon qui encadre la lagune de Great Bay Salt Point et qui porte la ville de Philipsburg — plus grande agglomération de la partie hollandaise de Saint-Martin — a été intégralement urbanisé (G). La lagune a été remblayée sur une large part de sa superficie (remblai pour partie réalisé avec des déchets) et urbanisée sur tout son pourtour. Photographies : V.Pillet. 104

Figure 34 – Paramètres climatiques des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. (A) Dans cette région, le climat est commandé et dominé par la prédominance des alizés de nord-est à sud-est, actifs toute l'année. (B) Les précipitations mensuelles moyennes montrent une légère infériorité pluviométrique sur l'île de Saint-Barthélemy aux mois de mai, septembre, octobre et novembre. 110

Figure 35 – Nombre de systèmes cycloniques ayant transité dans la région caribéenne entre 1851 et 2017. Les tempêtes tropicales sont les systèmes que l'on rencontre le plus fréquemment dans cette zone, suivent ensuite les cyclones tropicaux de catégorie une à cinq, dont la récurrence diminue à mesure où l'intensité des systèmes augmente. 112

Figure 36 — Caractéristiques des cyclones tropicaux ayant frappé les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy en septembre 2017. (A) trajectoires des cyclones Irma, Maria et Jose. (B) Vitesse des vents et (C) hauteurs significatives et directions des houles associées aux cyclones Irma et Jose. Figure modifiée d'après Duvat et al. (2018) pour Saint-Martin et Pillet et al. (2019) pour Saint-Barthélemy. 114

Figure 37 – Caractéristiques démographiques des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. (A) évolution démographique depuis 1950. (B) nombre d'habitants par décennies et (C) taux d'évolution de la population par période de dix années de 1950 à 2020. 117

-
- Figure 38 — Étendue temporelle des photographies aériennes anciennes et des images satellites disponibles pour les atolls de l’archipel des Tuamotu et pour les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. Les différentes séries de PVA et d’images satellites disponibles sont symbolisées par les segments de couleur intersectant les lignes de chaque zone d’étude. Par exemple, l’atoll d’Ahe est couvert par les PVA de 1961, 1981, 1984 et 1993 et par l’image satellite 2015. Cette figure illustre également la variabilité inter-atoll de l’étendue temporelle des images d’archive. À l’inverse, les images utilisées à l’échelle pluri-décennale sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy ont une étendue temporelle identique. 128
- Figure 39 — Repères utilisés dans le processus de géoréférencement des photographies aériennes anciennes. Ici illustrés sur l’atoll de Manihi, les repères numérotés 1, 2 et 3 sont positionnés sur les photographies anciennes et sur l’image satellite Pléiades de 2015 servant de référentiel spatial. Sur ces images, séparées de 34 (A, B et C) et de 14 années (D), on note que ces points de calage se sont maintenus en position et qu’ils sont strictement identiques aux deux dates, condition *sine qua non* pour (1) permettre le géoréférencement et (2) pour maximiser sa précision. 130
- Figure 40 – Emprise spatio-temporelle des photographies aériennes anciennes et des images satellites Pléiades utilisées pour les atolls de Ahe (A), Takaroa (B) et sur l’île village de l’atoll de Manihi (C). La couverture spatiale des images (PVA et satellites) n’est pas continue dans l’espace, aussi certaines portions de côte n’ont-elles pu être traitées (notamment en raison de plans de vols disparates d’une année à l’autre ou d’une nébulosité importante). Chaque ligne illustre la couverture globale des PVA ou des images satellites pour une date donnée. La comparaison de la couverture commune de deux lignes à des dates successives indique les portions de côte sur lesquelles les évolutions ont été détectées à chaque période. 134
- Figure 41 — Emprise spatio-temporelle des photographies aériennes anciennes et des images satellites Pléiades traitées dans le cadre de travaux précédents pour les atolls de Takapoto (A) et de Mataiva (B), et qui ont servi à l’extraction des données de largeur des plages. Chaque ligne illustre la couverture globale des PVA ou des images satellites pour une date donnée. La comparaison de la couverture commune de deux lignes à des dates successives indique les portions de côte sur lesquelles les évolutions ont été détectées à chaque période. 135
- Figure 40 — Synthèse des périodes d’étude sur lesquelles la détection de la position du trait de côte a été réalisée en Polynésie. Les évolutions détectées se sont produites dans un contexte climatique spécifique, renseigné sur cette figure. Cinq cyclones tropicaux ont touché la Polynésie française en 1983 ; trois d’entre eux sont passés à proximité immédiate des atolls étudiés. La majorité des PVA et des images satellites a été traitée dans le cadre de cette thèse, bien que certaines dates soient issues de travaux précédents (dates renseignées en vert sur la figure). Les données issues de ces travaux précédents ont fait l’objet d’une réanalyse complète. 136
- Figure 43 — Synthèse des périodes d’étude sur lesquelles la détection de la position du trait de côte a été réalisée dans la Caraïbe. Les évolutions détectées se sont produites dans un contexte climatique spécifique, renseigné sur cette figure. Quatre cyclones majeurs (cat. 4 et 5) ont touché les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy entre 1947 et 2017. La majorité des PVA et des images satellites a été traitée dans le cadre de cette thèse, bien que certaines dates soient issues de travaux précédents (dates renseignées en
-

vert sur la figure). Les données issues de ces travaux précédents ont fait l'objet d'une réanalyse complète.

..... 136

Figure 44 — Indicateurs de la position du trait de côte numérisés par photo-interprétation et employés dans cette thèse sur les îles coralliennes d'atolls. (A) positionnement des indicateurs de position du trait de côte sur une coupe schématique d'île corallienne d'atoll du Pacifique. Sur la face océanique, de l'océan vers l'intérieur de l'île corallienne, on trouve le pied de plage, la ligne de végétation et la ligne de stabilité (marquant la limite entre la zone active de la plage et la zone stabilisée d'arrière-plage). Sur la face lagonaire, se succèdent, du lagon vers l'intérieur de l'île, le pied de plage, la ligne de végétation et, là où des remblais ou des ouvrages ont été implantés, la ligne de stabilité. (B) et (C), vues en plan d'îles aux côtes naturelles et modifiées par l'homme, respectivement. (B) et (C) illustrent les indicateurs de position du trait de côte retenus en fonction des configurations. N.B. Les proportions verticales et horizontales ne sont pas respectées. 140

Figure 45 — Indicateurs de la position du trait de côte numérisés par photo-interprétation et utilisés dans cette thèse sur les systèmes sédimentaires côtiers des îles caribéennes. Ces coupes et ces vues en plan illustrent les indicateurs retenus selon le degré d'anthropisation des côtes. De l'océan vers l'intérieur de l'île se succèdent le pied de plage et la ligne de végétation (sur les côtes naturelles) ou la ligne de stabilité (sur les côtes artificialisées). La largeur de la zone végétalisée correspond à la distance séparant la ligne de végétation et la limite de l'environnement bâti. Cette dernière marque la limite des premières constructions longitudinales situées sur le haut de plage ou l'arrière-plage. 141

Figure 46 – Représentation schématique du fonctionnement de l'extension DSAS. Des transects espacés de dix mètres sont générés perpendiculairement à une baseline numérisée manuellement le long des côtes. Ces transects intersectent chaque indicateur de la position du trait de côte aux différentes dates. L'évolution de la position des indicateurs est mesurée grâce au NSM (Net Shoreline Movement), qui correspond à la distance séparant les points d'intersection entre les transects et les traits de côte le plus ancien et le plus récent d'une période d'étude donnée. Ces mesures peuvent être, selon les cas, positives, négatives ou nulles. La largeur des plages est mesurée en utilisant les mêmes transects avec le SCE (Shoreline Clip Envelope) ; dans ce cas, le pied de plage et la ligne de stabilité d'une même date sont utilisés et la largeur de la plage correspond à la distance séparant ces deux indicateurs. Les valeurs obtenues avec le SCE sont toujours positives. Ici, la représentation est proposée à titre d'illustration, la position et la date des indicateurs sont fictives..... 150

Figure 47 — Démarche de détection par photo-interprétation assistée par ordinateur des remblais réalisés sur la zone intertidale, ici illustrée sur la côte lagonaire de l'île village de l'atoll de Manihi entre 1981 et 1993. (A) situation initiale en 1981 avant (B) la réalisation d'un remblai sur le platier récifal conduisant à (C) une extension artificielle et significative de la surface stabilisée associée à une avancée de la position du trait de côte. La zone remblayée est comprise entre les lignes de stabilité de 1981 et 1993. 156

Figure 48 — Classification de la ligne de stabilité en fonction de sa nature (naturelle/artificielle). (A) une portion de côte océanique naturelle de l'île village de Ahe. (B) Ici, la ligne de stabilité correspond à la limite de végétation sur les côtes naturelles. (C) une portion de côte océanique artificialisée sur l'île village de Manihi. (D) Dans ce cas, la ligne de stabilité correspond à la base des ouvrages et des aménagements longitudinaux

implantés dans la zone côtière, comme illustré ici au pied d'un mur vertical. Réalisation et photographies (B, D) : V.Pillet.....	158
Figure 49 — Détermination des stades de réajustement planimétrique sur la période septembre 2017 – juillet 2018 en fonction des taux d'évolution et de l'indice de réajustement. Cette démarche a été réalisée individuellement pour chacun des transects.	163
Figure 50 — Vue en plan de la zone végétalisée non bâtie (ZVNB) selon différentes configurations, allant d'une absence ZVNB sur les côtes les plus urbanisées à une ZVNB très étendue vers l'intérieur des terres sur les côtes les plus naturelles. La largeur de la ZVNB correspond à la distance entre la ligne de stabilité et la limite de l'environnement bâti. Cette largeur est nulle lorsque la ligne de stabilité est artificielle. Réalisation : V.Pillet.	166
Figure 51 — Synthèse du protocole méthodologique déployé pour évaluer l'influence des structures longitudinales côtières sur la réponse du trait de côte dans un contexte cyclonique.	167
Figure 52 — Indicateurs utilisés pour évaluer l'influence des structures longitudinales côtières sur la réponse des systèmes sédimentaires de l'île de Saint-Barthélemy. (A) Ligne de stabilité pré-cyclone « naturelle » et (B) exemple du site de Grand Fond. (C) Succession de portions « naturelles » et « artificielles » en situation post-cyclone. (D) Illustration des portions côtes « artificielles » au premier plan et « naturelles » en arrière-plan (Flamands). (E) Limite de l'Environnement Bâti (ligne pointillée noire) et position de la ligne de stabilité pré-cyclone (ligne bleue). (Figure extraite sans modification de Pillet et al., 2019).	168
Figure 53 – Évolution de la surface des îles coralliennes de l'atoll de Ahe, établie à partir de l'évolution de la surface stabilisée de l'île (basée sur la position de la ligne de stabilité aux deux dates), entre 1993 et 2015. Cette carte représente le taux d'évolution de la surface des îles, renseignant la proportion des changements à l'échelle des 22 années d'étude.	177
Figure 54 – Évolution de la surface des îles coralliennes de l'atoll de Takarua, établie à partir de l'évolution de la surface stabilisée de l'île (basée sur la position de la ligne de stabilité aux deux dates), entre 1969 et 2013. Cette carte représente le taux d'évolution de la surface des îles, renseignant la proportion des changements à l'échelle des 44 années d'étude. Sur la face exposée (est), les îles ont été essentiellement stables et secondairement en extension ; tandis que sur la face abritée (ouest), elles ont gagné de la superficie et ont été secondairement stables, les îles (27) et sections d'îles (70a, c, d, e, f et g) situées dans les angles de l'atoll ont été stables.	178
Figure 55 – Évolution de la surface stabilisée des îles des atolls d'Ahe et de Takarua en fonction de leur exposition (position sur la couronne récifale et orientation dominante de la côte océanique). TKR = Takarua.....	180
Figure 56 – Répartition des îles en fonction de leur évolution de surface stabilisée sur la période d'étude globale et sur une période de dix années. On note que le seuil de $\pm 3\%$ utilisé pour caractériser le comportement des îles entraîne des contrastes marqués en fonction de la temporalité considérée. À l'échelle décennale, les îles coralliennes des atolls de Ahe et de Takarua sont essentiellement marquées la stabilité.	182
Figure 57 — Évolution de la surface des îles coralliennes des atolls de Ahe (A) et de Takarua (B) normalisée sur une période décennale. Le comportement des îles rapporté à une moyenne décennale entraîne un bilan fondamentalement différent de ce qui a été détecté lorsque nous considérons les périodes d'étude considérées dans leur globalité.....	183

Figure 58 — Taux d'évolution décennaux des 156 îles et sections d'îles étudiées sur les atolls de Ahe et de Takaraoa. Les zones de couleur jaune correspondent aux différents seuils de taille à partir desquels le comportement des îles à l'échelle décennale montre des spécificités. Par exemple, les îles dont la superficie est inférieure à 5 hectares ont connu les taux d'évolution les plus marqués, tandis que les îles supérieures à 10 hectares ont été, pour la quasi-totalité, stables. La zone contenue entre les lignes pointillées matérialise le seuil de ± 3 %. Trois îles ont été exclues de ce graphique en raison de valeurs extrêmes : l'île 5-6 de Takaraoa (+51,79 %), les îles 28 (+121,21 %) et 9 (+345,45 %) de Ahe.....	186
Figure 59 – Évolution de la position de la ligne de stabilité et du pied de plage des atolls de Ahe (A) et de Takaraoa (B).....	190
Figure 60 - Modèles conceptuels des modalités de migration des îles coralliennes sur la couronne récifale des atolls. Conception et réalisation : V.Pillet.....	192
Figure 61 – Migration des îles sur la couronne récifale des atolls de Ahe et de Takaraoa. Les résultats ont été synthétisés en fonction de l'exposition des îles sur la couronne récifale. Le déplacement des îles coralliennes est le résultat de l'évolution des lignes de stabilité des faces océaniques et lagunaires. (A) Comportement des 134 îles étudiées sur les atolls de Ahe et de Takaraoa. Synthèse du comportement des îles en fonction de leur position sur la couronne récifale des atolls de Ahe (B) et de Takaraoa (C). (D) Tableaux de synthèse du comportement des îles entre 1993 et 2015 (Ahe) et 1969 et 2013 (Takaraoa).....	194
Figure 62 – Évolution de la largeur des plages des faces océaniques des îles d'atolls du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu. N.B. : Ext. = extrémité.....	198
Figure 63 – Les périodes d'étude successives sur Ahe et Takaraoa.....	204
Figure 64 – Surface nette des îles des atolls d'Ahe et de Takaraoa par date et évolution à l'échelle pluridécennale.....	208
Figure 65 – Taux d'évolution de la surface des îles de Ahe et de Takaraoa. Chaque point de la courbe correspond au pourcentage d'évolution de surface au cours de la sous-période indiquée.....	209
Figure 66 – Évolution de la position des indicateurs de trait de côte sur l'atoll de Ahe (limite de végétation et pied de plage) entre 1961 et 1981 (A) et 1981 et 1984 (B). Alors que (A) illustre l'évolution des indicateurs par période de « temps calme », (B) témoigne de leur évolution sous l'influence d'un événement météo-marin extrême, ici le cyclone tropical Orama (février 1983).....	212
Figure 67 – Détail de la trajectoire du cyclone Orama (février 1983) lors de son passage à proximité des atolls d'Ahe et de Takaraoa. Le cyclone est passé au sud des deux atolls, mais sa trajectoire s'inscrit à une distance moindre de la face sud de Takaraoa (20 km).....	214
Figure 68 – Évolution de la position des indicateurs de trait de côte sur l'atoll de Ahe (limite de végétation et pied de plage) sur les deux sous-périodes d'étude suivant le passage du cyclone tropical Orama. La première période (A), entre 1984 et 1993, est marquée par l'amorce des processus de réajustement écomorphologiques (progradation de la limite de végétation et remaniement sédimentaire conduisant au recul du pied de plage) ; tandis que la seconde période (B), entre 1993 et 2015, est influencée par des processus d'évolution caractéristiques de temps « calme ».....	221
Figure 69 (page suivante) - Évolution de la position du trait de côte (ligne de stabilité) et extension urbaine sur les îles-villages des atolls de Ahe (A), Takaraoa (C) et Manihi (E), et évolution de leur surface (respectivement,	

B, D et F) à l'échelle pluridécennale. Chaque encadré (A, C, E) montre la position de la ligne de stabilité pour les dates les plus anciennes et les plus récentes des périodes d'étude (variant pour chaque atoll), ainsi que l'extension urbaine de ces îles qui concentrent population et institutions (maire, écoles...). Sur les îles-villages, le trait de côte a connu des avancées significatives, que ce soit sur leur face océanique, comme à Takaroa (C), ou lagonaire, comme à Ahe ou Manihi (A, E). Pour chaque village, la surface totale gagnée est essentiellement due à un remblaiement des eaux peu profondes en réponse à un besoin d'espace en raison de la croissance de la population ou d'implantation d'équipements portuaires.....	236
Figure 70 – Nature de la ligne de stabilité des îles-villages des atolls de Ahe (A), Takaroa (B) et de Manihi (C) aux différentes dates, à partir de l'analyse des photographies aériennes et images satellites. Pour chaque village, le trait de côte a connu une artificialisation croissante, jusqu'à atteindre 100 % sur la côte océanique du village de Takaroa (B). A l'inverse, il n'a pas été fixé sur la côte océanique du village de Ahe (A) où il reste, en 2015, intégralement naturel (absence d'ouvrages ou d'infrastructure fixant le trait de côte).	242
Figure 71 – Conséquences du remblaiement sur la nature du trait de côte des îles coralliennes d'atolls. (A) vue d'ensemble de l'île de Paeua depuis la passe Tairapa (Manihi). Cette photographie (mars 2018) montre le caractère fixé et artificiel du trait de côte de l'île-village de Manihi sur la quasi-totalité de son linéaire. (B) mur de protection érigé au-devant du remblai réalisé sur la côte océanique de l'île-village de Takaroa entre 1995 et 2013. On notera, en plus du caractère rigide du trait de côte, la différence topographique entre la partie remblayée sur le platier récifal (en herbe, à gauche du mur) et le conglomérat récifal océanique résiduel (de couleur sombre, à droite du mur), qui atteint environ 3 mètres. (C) Sur l'atoll de Ahe, un remblai a été réalisé sur la côte lagonaire, servant aujourd'hui de quai. (D) et (E) les remblais peuvent également être protégés par des enrochements, comme c'est le cas ici à la pension Manihi Pearl Village. Souvent, ces enrochements se retrouvent au-devant des remblais réalisés par les habitants et sont érigés avec les matériaux les plus grossiers issus du dragage du platier récifal. Photographies : V.Pillet.	243
Figure 72 – Comportement de la ligne de stabilité des faces océaniques des îles-villages des atolls de Ahe (A, B et C), Takaroa (D, E et F) et Manihi (G, H et I) à différentes échelles temporelles. Pour chaque période d'étude, la nature de la ligne de stabilité (caractère fixé/naturel) a été renseignée pour les transects utilisés dans l'effort de détection de l'évolution de la position du trait de côte.	251
Figure 73 – Comportement de la ligne de stabilité des faces lagonaire des îles-villages des atolls de Ahe (A, B et C), Takaroa (D, E et F) et Manihi (G, H et I) à différentes échelles temporelles. Pour chaque période d'étude, la nature de la ligne de stabilité (caractère fixé/naturel) a été renseignée pour les transects utilisés dans l'effort de détection de l'évolution de la position du trait de côte.	252
Figure 74 — Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les plages de la partie française de Saint-Martin entre 1947 et 2017.....	260
Figure 75 — Évolution brute et moyenne décennale de la position de la ligne de stabilité sur les plages de Saint-Barthélemy entre 1947 et 2017.	263
Figure 76 – Synthèse de la direction et des rythmes des évolutions moyennes décennales de la position de la ligne de stabilité sur les îles de Saint-Martin (A) et de Saint-Barthélemy (B) en fonction de l'exposition des côtes. Pour chaque période, la direction des évolutions moyennes brutes à l'échelle des îles est rappelée	

afin de mettre en évidence les différences fondamentales qui existent entre évolutions brutes et évolutions décennales.	268
Figure 77 – Évolutions décennales moyennes de la position de la ligne de stabilité par site et par période sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy.	269
Figure 78 — Largeur de la zone végétalisée non bâtie sur les systèmes côtiers des îles de Saint-Martin (A) et de Saint-Barthélemy (B) en 1947, 1999 et 2017. Les sites non indiqués sur la figure n’ont pas été traités, se référer au tableau suivant pour le détail par site et par date.	273
Figure 79 — Diminution de la largeur de la zone végétalisée non bâtie sur deux des sites les plus urbanisés de l’île de Saint-Martin. (A) à Marigot, la largeur de la ZVNB s’est réduite alors que le trait de côte a progradé entre 1947 et 1999. (B) le cordon de la Baie Nettlé a été intensément urbanisé entre 1947 et 2017, conduisant à une réduction de la largeur de la ZVNB sur la période globale.	274
Figure 80 – Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les plages de Saint-Martin entre les mois de février et septembre 2017 (Duvat et al., 2018).	287
Figure 81 – Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les plages de Saint-Barthélemy entre les mois de février et septembre 2017 (Pillet et al., 2019).	288
Figure 82 – (page suivante) Synthèse des formes d’érosion et d’accrétion générées par les cyclones de septembre 2017. Ces formes varient en nature, intensité et diversité selon le degré de naturalité des sites. Photographies : (A) Exhumation de dalles de beachrock sur le site de Colombier. (B) et (C) abaissement du niveau de la plage au-devant des structures longitudinales côtières sur les sites de Flamands et de Lorient, respectivement. (D) Abaissement du niveau de la plage limité sur les sites naturels, ici à Petit Cul-de-Sac où il n’excède pas 0,20 m. (E) Ouverture de falaises d’érosion dans les systèmes dunaires, ici à Flamands. La marque sur le mur témoigne de la position pré-cyclones de la dune. (F) Les falaises d’érosion présentent une hauteur moindre sur les plages adossées à des plaines littorales basses, ici à Grand Fond. (G) la végétation côtière indigène a favorisé l’accumulation de sédiment de laquelle résulte un exhaussement des parties supérieures des systèmes sédimentaires côtiers. (H) Dépôts sédimentaires sableux sur le cordon de Gibb’s Bay résultant des processus d’overwashing et de franchissement. (D) Crête d’accumulation composée de débris et de blocs coralliens sur la plage de Grand Fond. Conception et réalisation : V.Pillet.	291
Figure 83 – Variabilité de la réponse du trait de côte (ligne de stabilité) aux cyclones de septembre 2017 selon l’exposition des sites aux houles. Chaque marque circulaire représente la valeur obtenue pour un transect donné (3046 mesures au total sur les deux îles) sur les sites étudiés à Saint-Martin (vert) et Saint-Barthélemy (noir). Les résultats ont été discriminés selon l’exposition des sites et sont présentés pour chaque façade dans l’ordre de succession des sites et des transects. La réponse de la ligne de stabilité est caractérisée par une forte variabilité spatiale qui s’exprime d’abord à l’échelle des îles (selon les façades) puis à l’échelle intra-façade. C’est sur les côtes les plus exposées des deux îles (est et nord-est à Saint-Martin et Sud-est à Saint-Barthélemy) que la ligne de stabilité a connu les plus fortes valeurs de recul.	298
Figure 84 – Synthèse de la réponse du trait de côte (ligne de stabilité) et du comportement des transects sur les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy par façade. Les valeurs moyennes d’évolution de la position de la ligne de stabilité sur la période d’étude (février-septembre) varient selon la façade considérée et sont	

minimales au nord et au nord-est, où elles dépassent les -20 m. C'est sur ces côtes que les houles cycloniques ont atteint les plus fortes hauteurs significatives.....	299
Figure 85– Synthèse des évolutions des indicateurs de la position du trait de côte sous l'influence des cyclone de septembre 2017 sur les sites aménagés de Saint-Barthélemy. Les lignes 1 et 2 représentent la réponses des indicateurs de la position du trait de côte (1, pied de plage et 2, ligne de stabilité). La ligne 3 renseigne sur la nature de la ligne de stabilité (naturelle ou artificielle) en situation pré- et post-cyclone. La ligne 4 renseigne, à l'échelle des sites, l'origine dominante de la végétation côtière en situation pré-cyclone. La ligne 5 correspond à la largeur de la zone végétalisée non bâtie, qui correspond à la distance séparant la ligne de stabilité pré-cyclone et la limite de l'environnement bâti. <i>Cette figure est extraite sans modification de la publication Pillet et al., 2019.</i>	307
Figure 86 – Synthèse des évolutions des indicateurs de la position du trait de côte sous l'influence des cyclone de septembre 2017 sur les sites naturels de Saint-Barthélemy. Les lignes 1 et 2 représentent la réponse des indicateurs de la position du trait de côte (1, pied de plage et 2, ligne de stabilité). La ligne 3 renseigne sur la nature de la ligne de stabilité (naturelle ou artificielle) en situation pré- et post-cyclone. La ligne 4 renseigne, à l'échelle des sites, l'origine dominante de la végétation côtière en situation pré-cyclone. La ligne 5 correspond à la largeur de la zone végétalisée non bâtie, qui correspond à la distance séparant la ligne de stabilité pré-cyclone et la limite de l'environnement bâti. <i>Cette figure est extraite sans modification de la publication Pillet et al., 2019.</i>	308
Figure 87 – Analyse statistique menée pour évaluer l'influence des structures longitudinales côtières sur la réponse des systèmes sédimentaires étudiés. (A) La ligne de stabilité a répondu de manière fondamentalement différente selon sa nature pré-cyclone. (B) La largeur de la zone végétalisée non bâtie a influencé la propension au recul de la ligne de stabilité, notamment lorsque des structures longitudinales ont été implantées à moins de trente mètres du trait de côte pré-cyclone. Dans ce cas, une forte corrélation est mise en évidence par les tests statistiques où le Tau de Kendall est de -0,84 (C). (D) À la suite de la destruction de la végétation côtière, la part du linéaire côtier artificiel a considérablement augmenté après le passage des cyclones, notamment lorsque des structures longitudinales étaient implantées dans une bande côtière de trente mètres. Cette figure est extraite sans modification de la publication Pillet et al., 2019.....	311
Figure 88 – Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les plages de Saint-Barthélemy sur une période de dix mois (septembre 2017-juillet 2018) et indice de réajustement associé à chaque transect. La ligne de stabilité n'a recouvré sa position sur aucun site, bien que son évolution soit caractérisée par une forte variabilité à l'échelle intra- et inter-sites.	320
Figure 89 – Détail de l'évolution de la position de la ligne de stabilité par sites et par transect entre septembre 2017 et juillet 2018. Le taux de réajustement moyen donne une indication clé sur le stade de réajustement à l'échelle du site, que traduit également l'indice de réajustement. Ici sont indiqués les numéros de transects tels que générés automatiquement par l'extension DSAS.	324
Figure 90 – Fréquence d'observation des différents échelons de l'indice de réajustement (IR). (A) la majeure partie des transects montre des IR compris entre 1 et 4, signe de processus de réajustement amorcés mais non encore achevés au mois de juillet 2018. Toutefois, la ligne de stabilité a été résiliente sur une part	

minime des transects, sur lesquels l'IR est de 5. (B) L'indice de réajustement semble être influencé par le recul de la ligne de stabilité sur la période sous influence cyclonique. Par ailleurs, lorsque l'IR est inférieur à -3, le NSM n'a que rarement dépassé les -10 m. De plus, les IR compris entre 1 et 5 ont surtout été attribués à des transects sur lesquels le trait de côte (LS) avait fortement reculé entre février et septembre 2017 (jusqu'à plus de -60 m).....	325
Figure 91 – Évolution de la position du pied de plage selon le comportement des transects par sites sur (1) la période sous influence cyclonique et (2) la période de réajustement. Les sites de Marigot, Grand Saline et Gouverneur n'ont pas été traités.....	328
Figure 92 – (page suivante) Principales formes de réajustement vertical relevées en juillet 2018 sur les systèmes sédimentaires côtiers de Saint-Barthélemy. (A) et (B) reconstruction de la berme et épaissement de la plage, ici à Petit Cul-de-Sac. Sur ce site, les transferts sédimentaires transversaux sous l'influence de la houle ont conduit à un recul du pied de plage et à une accrétion verticale de la plage. La flèche noire indique un point de repère commun aux deux dates. (C) et (D) en haut de plage, le réajustement vertical de la plage est localisé et de faible amplitude le long des structures longitudinales côtières. Ici, à Flamands, les repères contextuels permettaient d'estimer à un abaissement de 2 m du niveau de la plage en novembre 2017. En juillet, ces mêmes repères indiquent que la plage s'est exhaussée d'environ 0,50 m. (E) et (F) à Lorient, les ouvrages longitudinaux sont presque totalement ensevelis en juillet 2018. Aussi, la plage s'est considérablement élargie entre les deux missions de terrain. (G) et (H) lorsque la plage était suffisamment large pour permettre la mise en place des processus de transport sédimentaires éoliens, des accumulations ont été relevées en pied de dune et des falaises d'érosion ouvertes par les houles cycloniques. Ici, à Flamands, la hauteur des falaises atteignait près de 4 m après le passage des cyclones. En juillet 2018, le profil de l'avant-dune a été progressivement régularisé par la sédimentation de sable fin à très fin, estompant presque intégralement les falaises dunaires. De plus, localement, la végétation colonise ces dépôts (H). Photographies : V.Pillet.....	330
Figure 93 – Exemples de sites sur lesquels les processus de réajustement sont inexistants. (A) et (B) au-devant de certaines structures longitudinales qui constituent la limite supérieure de la plage, aucun signe d'exhaussement n'a été relevé. Ici, à Lorient, la largeur de la plage est moindre en juillet 2018, sans pour autant que le remaniement sédimentaire ne se soit traduit par une accrétion verticale. La flèche noire indique un point de repère commun aux deux dates. (C) et (D) sur les sites naturels, où le démaigrissement de la plage a été faible, l'accrétion verticale est inexistante. Ici dans la partie est de Petit Cul-de-Sac. (E) et (F) pour autant, cette absence de réajustement et de remobilisation sédimentaire peut parfois être vertueuse pour les systèmes sédimentaires côtiers, comme ici à Grand Fond, où la crête d'accrétion composée de débris coralliens mis en place par les houles cycloniques s'est parfaitement maintenue, preuve que les cyclones peuvent contribuer significativement et sur le long terme à l'alimentation des plages. Photographies : V.Pillet.....	333
Figure 94 – Recolonisation des systèmes côtiers par la végétation pionnière. (A) et (B) alors que les houles et les vents cycloniques sont à l'origine d'un recul marqué de la végétation, cette dernière a progressivement recolonisé les parties supérieures des systèmes côtiers, comme ici à Grand Fond. (C) et (D) les houles cycloniques ont mis en place des nappes d'épandages sableuses — atteignant localement la face interne	

des cordons littoraux — rapidement colonisées par une végétation pionnière herbacée. Ici, sur le cordon de Toiny. Photographies : V.Pillet.	335
Figure 95 – Évolution de la position de la ligne de stabilité sur la période sous influence cyclonique et lors dix mois suivants les cyclones de septembre 2017 sur le site de Flamands. Les évolutions de position, la nature de la ligne de stabilité (caractère naturel vs artificiel) en septembre 2017 et juillet 2018 et l'indice de réajustement ont été renseignés pour chaque transect. Les positions des photographies présentées dans la figure 9 sont localisées et aident à l'interprétation.	339
Figure 96 — Interventions anthropiques interférant avec les processus de réajustement planimétrique et vertical sur le site densément aménagé de Flamands. (A) et (B) localement, la consolidation des anciennes structures longitudinales côtières endommagées par les houles cycloniques et la construction de nouveaux ouvrages en haut de plage ont engendré une avancée artificielle de la position de la ligne de stabilité. (C), (D) et (E) pour se prémunir de l'assaut des houles de futurs cyclones certains habitants ont fait le choix de la protection lourde. Ici (A et B), les travaux étaient encore en cours en juillet 2018, mais contribueront à terme à rigidifier encore davantage un site déjà très artificialisé, comme le prouvent les ouvrages achevés (E). (F) extraction sédimentaire mécanique en haut de plage servant au remblaiement des zones situées en arrière des nouvelles structures longitudinales de haut de plage. (G) L'édification de nouvelles structures de protection implique un remaniement significatif des sédiments de la plage, ici au-devant du futur mur vertical de la photographie (B). Photographies : V.Pillet.	340
Figure 97 — Projet de restauration du système dunaire de Grande Saline. (A) et (B) les casiers de ganivelles installés sur l'avant-dune artificielle ont favorisé les processus éoliens. Progressivement, la végétation recolonise l'avant-dune et la dune. (C) et (D) alors que la résilience de la végétation était quasi nulle en juillet 2018, les opérations de revégétalisation avec des espèces indigènes ont été favorables à la colonisation de la banquette d'accrétion par des espèces pionnières au cours des derniers mois. (E) et (F) la résilience écologique était déjà à l'œuvre en juillet 2018 dans l'ouest du site et s'est poursuivi jusqu'à ce que la végétation colonise une étendue significative au-devant de la dune. Photographies A, C et E: V.Pillet.	343
Figure 98 – Répartition des îles coralliennes d'atolls pour lesquelles l'évolution de surface a été détectée à l'échelle pluridécennale. En Polynésie, cette thèse porte sur 156 îles et sections d'îles des atolls d'Ahe et de Takaroa. Les atolls étudiés dans le bassin Pacifique ne représentent que 9 % du nombre total d'atolls dans cet océan (Duvat, 2019). Avec 277 îles documentées à l'échelle pluridécennale, dont 254 dans l'archipel des Tuamotu, la Polynésie française est le territoire le plus étudié. Toutefois, les 10 atolls étudiés ne représentent que 13 % des 78 atolls polynésiens. Cette carte met également en évidence les zones où aucun atoll n'a été documenté, comme dans la zone caribéenne, en mer de Chine méridionale ou en Indonésie.	351
Figure 99 – Répartition des îles caribéennes sur lesquelles des études ont été recensées. Sur les îles françaises, le suivi planimétrique du comportement du trait de côte à l'échelle pluridécennale ne concerne que l'archipel guadeloupéen et la Martinique. Les plages de nombreuses îles de la zone ont fait l'objet d'un suivi topographique (Cambers, 2003 ; 2009). Les îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy n'avaient jusqu'à	

très récemment jamais fait l'objet d'un suivi quantifié de l'évolution de la position du trait de côte de leurs plages.	353
Figure 100 – Modèles conceptuels de l'influence des événements météo-marins extrêmes sur les trajectoires d'évolution pluridécennales d'îles coralliennes naturelles. Basé sur le taux d'évolution moyen par période des îles de l'atoll de Takaroa, ce modèle montre que les îles n'ont pas une trajectoire d'évolution rectiligne et continue dans l'espace et le temps. Les îles de plus petite taille et les îles les plus exposées subissent les plus grandes amplitudes de changement. Il exclut les îles-villages qui ont des trajectoires d'évolutions atypiques, car rectilignes.....	365
Figure 101 – Modèle conceptuel de l'influence des activités de remblaiement sur les trajectoires d'évolution pluridécennales d'îles coralliennes aménagées. Ce modèle montre que les îles-villages s'inscrivent dans une trajectoire rectiligne qui traduit la perte de leur dynamisme et de leur capacité naturelle d'adaptation.	370
Figure 102 – Capacité de détection et d'interprétation des évolutions morphologiques côtières selon une approche planimétrique ou topographique sur des côtes naturelles et urbanisées. Sur les côtes naturelles des îles hautes, les évolutions planimétriques reflètent seulement un recul du trait de côte, tandis que l'approche topographique permet de mettre en évidence des formes d'accumulations, témoins de processus d'accrétion. Sur les côtes urbanisées, la présence d'ouvrages longitudinaux fixe le trait de côte. Son comportement planimétrique indique un état de stabilité. À l'inverse, l'approche topographique montre que la plage est dans une situation d'érosion.....	380

Liste des tableaux

Tableau 1 – Facteurs et processus intervenant dans la stabilisation des îles coralliennes d’atolls, selon Aston (1995).	37
Tableau 2 – Synthèse de l’effort d’attribution réalisé dans les études de l’évolution de la surface des îles des océans Pacifique et Indien depuis 2009. Les facteurs climatiques sont fortement représentés alors que les facteurs écologiques ne sont presque jamais mentionnés. L’influence du facteur anthropique à l’échelle locale est souvent mentionnée mais rarement démontré. ¹ SLR : <i>Sea Level Rise</i> , élévation du niveau de la mer.	61
Tableau 3 – Principales caractéristiques des atolls étudiés.	73
Tableau 4 – Principales caractéristiques physiques et anthropiques des systèmes côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy. Ce tableau a été traduit de l’anglais de Duvat et al. (2018) pour Saint-Martin et Pillet et al. (2019) pour Saint-Barthélemy. N.B. plage adossée ; (CL), cordon littoral ; (P), partiel ; (I), intégral.	107
Tableau 5 – Caractéristiques des photographies aériennes anciennes et des images satellites utilisées. Ces images constituent la donnée source à partir de laquelle les indicateurs de la position du trait de côte ont été extraits. Les images et les données relatives aux atolls de Takapoto, Mataiva (toutes dates) et Takaroa (1969 et 2013) ont été traitées et produites dans le cadre de travaux précédents. Les images (uniquement 2017) et les données (indicateurs trait de côte 2017) relatives aux îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy ont été traitées et produites dans Duvat et al. (2019) et Pillet et al. (2019), respectivement. Pour la Polynésie et la Caraïbe, ces données sont réanalysées et enrichies dans cette thèse. Les dates en gras indiquent les traitements (préparation des images et production de données) propres à la thèse. .	127
Tableau 6 – Précision moyenne du géoréférencement des photographies aériennes anciennes pour chaque atoll.....	131
Tableau 7 – Synthèse des principales difficultés rencontrées lors de la numérisation des indicateurs de position du trait de côte sur les atolls et les îles hautes. L’interprétation parfois difficile des indicateurs est pour partie liée à la qualité des images aériennes et pour partie aux spécificités intrinsèques du milieu d’étude. Dans de rares cas, il arrive que la qualité des images et les spécificités du milieu rendent impossible la numérisation du trait de côte. Les indicateurs impactés sont mentionnés entre parenthèses (LS : ligne de stabilité, LV : limite de végétation, PP : pied de plage).	145
Tableau 8 – Synthèse des sources d’erreur considérées pour le calcul de la marge d’erreur en fonction des évolutions détectées. N.B. : LV, limite de végétation ; LS, ligne de stabilité ; PP, pied de plage ; E_r , erreur de rectification ; E_p , résolution des images ; E_n , erreur de numérisation.	151
Tableau 9 – Sources d’incertitudes considérées dans cette thèse et erreur globale retenue selon les zones et les périodes d’études. (E_r) rectification ; résolution des images (E_p) ; (E_n) interprétation de la position du trait de côte ; (E_g) globale.	152
Tableau 10 – Synthèse des observations de terrain post-cyclones réalisées sur les systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy entre le 28 octobre et le 4 novembre 2017. (h) : hauteur ; (l) : largeur ; (L) : longueur.....	162

Tableau 11 – Synthèse des observations de terrain réalisées sur les systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy entre le 7 et le 19 juillet 2018. (h) : hauteur ; (l) : largeur ; (L) : longueur ; (ép.) : épaisseur.....	164
Tableau 12 - Hypothèses émises et données utilisées pour attribuer la réponse de la ligne de stabilité. Traduit de Pillet et al., 2019.....	169
Tableau 13 – Évolution de la ligne de stabilité des faces océaniques et lagonaires des îles-villages des atolls de Ahe, Takaroa et Manihi sur les différentes périodes d'étude.....	250
Tableau 14 – Répartition des portions de ligne de stabilité naturelle et artificielle en situation pré- et post-cyclonique	306
Tableau 15 – Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les plages de Saint-Barthélemy entre septembre 2017 et juillet 2018. N.B. : la marge d'erreur pour la ligne de stabilité est de +/- 2 m.....	319
Tableau 16 — Évolution de la position du pied de plage à Saint-Barthélemy entre septembre 2017 et juillet 2018. N.B. : la marge d'erreur pour le pied de plage est de +/- 4 m.	327
Tableau 17 - Détail des trois phases du projet de restauration du site de Grande Saline.....	342
Tableau 18 – Comparatif des éléments méthodologiques déployés dans l'étude du CEREMA et dans cette thèse.	358
Tableau 19 – Résultats de la variation de la position du trait de côte en mètres par an sur le temps long en mètres par an. Comparatif entre l'étude du CEREMA et les résultats obtenus dans cette thèse. En orange, les sites sur lesquels la direction des évolutions détectées s'oppose.	359

Table des matières

REMERCIEMENTS	I
RESUME	II
ABSTRACT	III
LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS	V
INTRODUCTION GENERALE	1
PARTIE UNE ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LES SYSTEMES SEDIMENTAIRES COTIERS DES PETITES ILES TROPICALES.....	9
CHAPITRE 1 MORPHOLOGIE, FORMATION ET FACTEURS D'ÉVOLUTION DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES TROPICAUX	11
1. LES ATOLLS DU PACIFIQUE	13
1.1. DES PENTES EXTERNES DU RECIF AU LAGON	15
1.1.1. <i>Le récif externe.....</i>	16
1.1.2. <i>La couronne récifale.....</i>	17
1.1.3. <i>Le lagon.....</i>	22
1.2. LES ILES CORALLIENNES DES ATOLLS	23
1.2.1. <i>Que sont les îles coralliennes des atolls et quand se sont-elles formées ?.....</i>	23
1.2.2. <i>Typologie des îles coralliennes d'atolls</i>	24
1.2.3. <i>Zonation du système insulaire des motu.....</i>	25
2. LES PLAGES DES ILES HAUTES.....	28
2.1. LES SYSTEMES COTIERS DES ILES HAUTES	28
2.1.1. <i>Les systèmes d'arrière-récif.....</i>	29
2.1.2. <i>Les systèmes ouverts.....</i>	30
2.2. PLAGES ADOSEES ET SYSTEMES CORDON-LAGUNE DES ILES HAUTES	32
3. FACTEURS D'ÉVOLUTION ET DE STABILISATION DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES COTIERS DES ILES TROPICALES.....	33
3.1. LES EVENEMENTS METEO-MARINS EXTREMES	33
3.1.1. <i>Des injections sédimentaires épisodiques : les événements météo-marins extrêmes, mécanisme fondamental de la formation des îles d'atolls</i>	33
3.2. LES HOULES ET LA REDISTRIBUTION DES SEDIMENTS	35
3.3. FACTEURS DE STABILISATION ET DE PERSISTANCE	36
3.3.1. <i>La végétation, facteur clé de la stabilisation des îles coralliennes et des plages.....</i>	37
3.3.2. <i>La cimentation sédimentaire, protection naturelle contre l'érosion des plages</i>	40
CHAPITRE 2 SYNTHÈSE ET ANALYSE CRITIQUE DES TRAVAUX DE DÉTECTION ET D'ATTRIBUTION DES ÉVOLUTIONS DES SYSTEMES COTIERS EN MILIEU INSULAIRE TROPICAL : PROPOSITION D'UNE STRATÉGIE SCIENTIFIQUE	43
1. ÉVOLUTION PLURIDECENNALE DES ILES CORALLIENNES D'ATOLLS	45
1.1. ÉVOLUTION DE LA SURFACE DES ILES CORALLIENNES D'ATOLLS A L'ÉCHELLE MONDIALE	45
1.1.1. <i>Des évolutions passées marquées par la persistance des îles coralliennes.....</i>	45
1.1.2. <i>Influence de la taille des îles coralliennes sur les rythmes d'évolution pluridécennaux.....</i>	46
1.2. ÉVOLUTION DE LA POSITION DU TRAIT DE CÔTE	47
1.2.1. <i>Des comportements contrastés</i>	47
1.3. MODALITES DE MIGRATION DES ILES SUR LA COURONNE RECIFALE	47
2. ÉVOLUTION PLURIDECENNALE DES PLAGES DES ILES HAUTES FRANÇAISES	48
2.1. ÉTAT DES LIEUX DES TRAVAUX ANTERIEURS ET SYNTHÈSE DES RESULTATS	48
3. ATTRIBUTION DES CHANGEMENTS MORPHOLOGIQUES COTIERS A L'ÉCHELLE PLURIDECENNALE	51
3.1. FACTEURS METEO-MARINS	51
3.2. FACTEURS ECOLOGIQUES.....	52
3.3. FACTEUR ANTHROPIQUE.....	52

4.	ANALYSE CRITIQUE DES TRAVAUX DE DETECTION ET D'ATTRIBUTION	54
4.1.	LIMITES DES TRAVAUX DE DETECTION	54
4.1.1.	<i>Une base de données incomplète à l'échelle mondiale</i>	54
4.1.2.	<i>Une analyse spatialisée limitée des résultats</i>	55
4.1.3.	<i>Des études essentiellement mono-indicateur de la position du trait de côte</i>	57
4.2.	LIMITES DES TRAVAUX D'ATTRIBUTION	58
4.2.1.	<i>Un effort d'attribution essentiellement climat-dominant.....</i>	59
4.2.2.	<i>Des travaux d'attribution aux facteurs locaux encore limités.....</i>	59
4.2.1.	<i>Une capacité d'attribution à l'élévation du niveau de la mer limitée</i>	60
5.	STRATEGIE SCIENTIFIQUE DE LA THESE	62
5.1.	AFFINER LES TRAVAUX DE DETECTION.....	63
5.1.1.	<i>Produire des données les plus complètes possible.....</i>	63
5.1.2.	<i>Proposer une analyse spatiale des résultats.....</i>	63
5.2.	AFFINER LES TRAVAUX D'ATTRIBUTION	64
5.2.1.	<i>Facteurs climatiques</i>	64
5.2.2.	<i>Facteurs anthropiques</i>	64
PARTIE DEUX PRESENTATION DES ZONES D'ETUDE		67
CHAPITRE 3 LES ATOLLS DE L'ARCHIPEL DES TUAMOTU (OCEAN PACIFIQUE, POLYNESIE FRANÇAISE)		69
INTRODUCTION.....		71
1.	PRINCIPALES CARACTERISTIQUES PHYSIQUES	73
1.1.	CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES DES ATOLLS ETUDIES	73
1.2.	REGIME CLIMATIQUE REGIONAL ET EVENEMENTS METEO-MARINS EXTREMES	76
1.2.1.	<i>Régime climatique de la zone d'étude</i>	76
1.2.2.	<i>Régime de houles du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu</i>	77
1.2.3.	<i>L'aléa cyclonique en Polynésie française</i>	80
2.	PRINCIPALES CARACTERISTIQUES ANTHROPIQUES.....	84
2.1.	FAIBLE DENSITE DE POPULATION, INEGALE REPARTITION DES HABITANTS ET CROISSANCE DEMOGRAPHIQUE.....	84
2.2.	UNE CROISSANCE DEMOGRAPHIQUE SUPERIEURE A LA TENDANCE GLOBALE DANS LES ATOLLS PERLIERS	86
2.3.	DES COURBES DEMOGRAPHIQUES FLUCTUANT AVEC L'ACTIVITE PERLICOLE	88
CHAPITRE 4 LES ILES HAUTES DE L'ARC DES PETITES ANTILLES : SAINT-MARTIN ET SAINT-BARTHELEMY (OCEAN ATLANTIQUE ET MER DES CARAÏBES)		91
INTRODUCTION.....		93
1.	PRINCIPALES CARACTERISTIQUES PHYSIQUES	96
1.1.	GEOLOGIE ET GEOMORPHOLOGIE.....	96
1.1.1.	<i>Brève histoire géologique de la région de l'arc des Petites Antilles et des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy.....</i>	96
1.1.2.	<i>Écosystèmes marins côtiers</i>	100
1.1.3.	<i>Typologie des systèmes sédimentaires côtiers.....</i>	101
1.2.	REGIME CLIMATIQUE DE LA REGION CARAÏBE ET EVENEMENTS METEO-MARINS EXTREMES.....	108
1.2.1.	<i>Régime climatique de la zone d'étude</i>	108
1.2.2.	<i>Les événements météo-marins extrêmes : de la récurrence des cyclones tropicaux</i>	111
1.2.3.	<i>Les cyclones tropicaux de septembre 2017.....</i>	112
2.	PRINCIPALES CARACTERISTIQUES ANTHROPIQUES.....	115
2.1.	DYNAMIQUE DEMOGRAPHIQUE DEPUIS 1950	115
2.1.1.	<i>Évolution de la population à Saint-Martin (1950-2020)</i>	115
2.1.2.	<i>Évolution de la population à Saint-Barthélemy (1950-2020).....</i>	116
2.2.	LE TOURISME, SECTEUR ECONOMIQUE MOTEUR DU DEVELOPPEMENT.....	118
2.2.1.	<i>Saint-Martin et le tourisme de masse</i>	118
2.2.2.	<i>Saint-Barthélemy et le tourisme exclusif.....</i>	118
2.3.	UNE FORTE LITTORALISATION DES ENJEUX HUMAINS	119
PARTIE TROIS MATERIEL ET METHODE		121

CHAPITRE 5 DETECTION ET ATTRIBUTION DES EVOLUTIONS PLANIMETRIQUES ET VERTICALES DES SYSTEMES COTIERS INSULAIRES TROPICAUX.....	123
1. ACQUISITION ET PREPARATION DES PHOTOGRAPHIES AERIENNES ANCIENNES ET DES IMAGES SATELLITES HAUTE RESOLUTION	125
1.1. PREPARATION DES DONNEES SOURCES	128
1.1.1. Géoréférencement des photographies anciennes.....	128
1.1.2. Évaluation de la précision du géoréférencement.....	131
1.1.3. Affinage des images Pléiades pour l'atoll de Ahe	132
1.2. ÉTENDUE SPATIO-TEMPORELLE FINALE	132
2. INTERPRETATION ET NUMERISATION DES INDICATEURS DE POSITION DU TRAIT DE COTE.....	137
2.1. DEFINITIONS.....	137
2.1.1. La limite de la végétation.....	137
2.1.2. La ligne de stabilité	138
2.1.3. Le pied de plage	138
2.2. INTERPRETATION ET NUMERISATION DES INDICATEURS DE POSITION DU TRAIT DE COTE	142
2.2.1. Procédure de numérisation.....	142
2.2.2. Difficultés rencontrées lors de la numérisation des indicateurs de position du trait de côte ...	143
2.2.3. Erreurs d'interprétation et d'exécution.....	145
2.2.4. Informations contenues dans les tables attributaires.....	146
3. DETECTION DES EVOLUTIONS DE LA SURFACE DES ILES CORALLIENNES ET DE LA POSITION DU TRAIT DE COTE A L'ECHELLE PLURIDECENNALE.....	147
3.1. ÉVOLUTION DE LA SURFACE DES ILES CORALLIENNES D'ATOLLS.....	147
3.1.1. Calcul de la surface stabilisée des îles coralliennes.....	147
3.1.2. Évolution de la surface stabilisée à l'échelle pluridécennale	147
3.1.3. Sectorisation des plus grandes îles	148
3.2. ÉVOLUTION DE LA POSITION DES INDICATEURS DU TRAIT DE COTE	149
3.2.1. Digital Shoreline Analysis System	149
3.3. ÉVOLUTION DE LA LARGEUR DES PLAGES	150
3.4. INCERTITUDE RELATIVE AUX DONNEES ACQUISES PAR PHOTO-INTERPRETATION ASSISTEE PAR ORDINATEUR (PIAO)	151
3.4.1. Marge d'erreur retenue pour l'évolution de la surface des îles	152
3.4.2. Marge d'erreur retenue pour l'évolution de la position du trait de côte	152
3.4.3. Marge d'erreur relative à la largeur des plages.....	153
4. DETECTION ET ATTRIBUTION DE LA CONTRIBUTION DU FACTEUR ANTHROPIQUE AUX EVOLUTIONS RECENTES SUR LES ILES CORALLIENNES D'ATOLLS	154
4.1. DETECTION DE LA CONTRIBUTION DES ACTIVITES ANTHROPIQUES A L'EVOLUTION DE LA SURFACE STABILISEE DES ILES-VILLAGES A L'ECHELLE PLURIDECENNALE	155
4.1.1. Évolution de la surface des îles-villages	155
4.1.2. Attribution des évolutions de surface : identifier les zones remblayées	155
4.2. DETECTION DE L'INFLUENCE DES AMENAGEMENTS COTIERS SUR L'EVOLUTION DE LA POSITION DU TRAIT DE COTE.....	157
4.2.1. Caractérisation de la nature de la ligne de stabilité	157
4.2.2. Évolution de la position et de la nature du trait de côte.....	159
5. DETECTION DES IMPACTS DES EVENEMENTS METEO-MARINS EXTREMES SUR LA MORPHOLOGIE COTIERE ET EVALUATION DU REAJUSTEMENT PLANIMETRIQUE ET VERTICAL.....	160
5.1. ÉVALUATION DES IMPACTS DES CYCLONES DE SEPTEMBRE 2017 SUR LES SYSTEMES SEDIMENTAIRES COTIERS	160
5.1.1. Détection de l'influence des cyclones de septembre 2017 sur l'évolution de la position des indicateurs de trait de côte.....	160
5.1.2. Évaluation des impacts morphologiques	161
5.2. ÉVALUATION DU REAJUSTEMENT PLANIMETRIQUE ET VERTICAL DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES COTIERS DE L'ILE DE SAINT-BARTHELEMY	162
5.2.1. Réajustement planimétrique : détection de l'évolution de la position des indicateurs de trait de côte	162
5.2.2. Réajustement morphologique et écologique des systèmes sédimentaires côtiers	163

6. ÉVALUATION DE L'INFLUENCE DU FACTEUR ANTHROPIQUE SUR LES EVOLUTIONS MORPHOLOGIQUES DES SYSTEMES COTIERS DES ILES DE SAINT-MARTIN ET DE SAINT-BARTHELEMY	165
6.1. CONTRIBUTION A L'ÉCHELLE PLURIDECENNALE	165
6.1.1. <i>Caractérisation de la nature de la ligne de stabilité</i>	<i>165</i>
6.1.2. <i>Évaluation de la largeur de la zone végétalisée non bâtie.....</i>	<i>165</i>
6.2. ÉVALUATION DE L'INFLUENCE DES STRUCTURES LONGITUDINALES COTIÈRES SUR LA REPOSE DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES DE L'ÎLE DE SAINT-BARTHELEMY AUX CYCLONES TROPICAUX.....	166
6.2.1. <i>Évaluation de l'influence de la nature du trait de côte</i>	<i>167</i>
6.2.2. <i>Évaluation de l'influence du phénomène de compression côtière</i>	<i>168</i>
6.2.3. <i>Attribution statistique de l'influence des structures longitudinales côtières</i>	<i>169</i>
PARTIE QUATRE RESULTATS	171
CHAPITRE 6 DETECTION DES EVOLUTIONS PLANIMETRIQUES D'ILES CORALLIENNES D'ATOLLS SUR LE TEMPS LONG.....	173
INTRODUCTION.....	175
1. ÉVOLUTION DE LA SURFACE DES ILES CORALLIENNES SUR LA PERIODE GLOBALE	175
1.1. ÉVOLUTION DE LA SURFACE DES ILES CORALLIENNES SUR LA PERIODE GLOBALE	175
1.1.1. <i>Des îles marquées par un maintien, voire une extension de leur surface</i>	<i>175</i>
1.1.2. <i>Des effets de façades marqués</i>	<i>179</i>
1.2. ÉVOLUTION DECENNALE STANDARDISEE DE LA SURFACE DES ILES CORALLIENNES	181
1.2.1. <i>Stabilité des îles à l'échelle décennale</i>	<i>181</i>
1.2.2. <i>Des rythmes d'évolution fortement influencés par la taille initiale des îles.....</i>	<i>185</i>
2. ÉVOLUTION DE LA POSITION DU TRAIT DE COTE ET MIGRATION DES ILES SUR LA PERIODE GLOBALE .	187
2.1. LIGNE DE STABILITE	187
2.1.1. <i>Évolution de la position de la ligne de stabilité des faces océaniques sur la période globale....</i>	<i>187</i>
2.1.2. <i>Évolution de la position de la ligne de stabilité des faces lagunaires sur la période globale....</i>	<i>189</i>
2.1.3. <i>Migration des îles des atolls de Ahe et de Takaroa sur la couronne récifale</i>	<i>192</i>
2.2. ÉVOLUTION DE LA POSITION DU PIED DE PLAGE SUR LA PERIODE GLOBALE.....	195
2.2.1. <i>Évolution de la position du pied de plage sur la côte océanique</i>	<i>195</i>
3. ÉVOLUTION DE LA LARGEUR DES PLAGES A L'ÉCHELLE PLURI-DECENNALE	197
3.1. DES PLAGES DONT LA LARGEUR S'EST ESSENTIELLEMENT MAINTENUE SUR LE LONG TERME.....	197
3.2. DES EFFETS DE FAÇADES MARQUES SUR CERTAINS ATOLLS	197
CHAPITRE 7 TRAJECTOIRE D'ÉVOLUTION PLURIDECENNALE DES ILES CORALLIENNES D'ATOLLS : DE L'INFLUENCE DES FACTEURS METEO-MARINS DE FORTE INTENSITE	201
INTRODUCTION.....	203
1. ÉVOLUTION DE LA SURFACE DES ILES PAR SOUS-PERIODES : DES TRAJECTOIRES D'ÉVOLUTION NON LINEAIRES.....	205
1.1. DES PERIODES DE TEMPS RELATIVEMENT CALME MARQUEES PAR DES PHASES D'EXTENSION DE LA SURFACE DES ILES ...	205
1.2. DES PERIODES SOUS INFLUENCE CYCLONIQUE CARACTERISEES PAR DES PHASES DE CONTRACTION DES ILES	206
2. ÉVOLUTION DE LA POSITION DU TRAIT DE COTE.....	210
2.1. ÉVOLUTION DE LA POSITION DE LA LIMITE DE VEGETATION.....	210
2.1.1. <i>Une longue période de « temps calme » : 1961/1969-1981</i>	<i>210</i>
2.1.2. <i>Impacts du cyclone tropical Orama (sous-période 1981-1984)</i>	<i>213</i>
2.1.3. <i>Évolution post-cyclonique : processus de réajustement (1984-1993/1995)</i>	<i>218</i>
2.2. ÉVOLUTION DE LA POSITION DU PIED DE PLAGE	224
2.2.1. <i>Évolution du pied de plage dans un contexte climatique de temps « calme ».....</i>	<i>224</i>
2.2.2. <i>Influence du cyclone Orama sur l'évolution du pied de plage.....</i>	<i>226</i>
2.2.3. <i>Évolution du pied de plage dans un contexte de réajustement post-cyclonique</i>	<i>227</i>
CHAPITRE 8 CONTRIBUTION DU FACTEUR ANTHROPIQUE AUX EVOLUTIONS DE SURFACE ET DE POSITION DU TRAIT DE COTE DES ILES DES ZONES AMENAGEES D'ATOLLS DE L'OUEST DES TUAMOTU.....	231
INTRODUCTION.....	233

1. CONTRIBUTION DES ACTIVITES ANTHROPIQUES A L'EVOLUTION DE LA SURFACE DES ILES A L'ECHELLE PLURIDECENNALE.....	234
1.1. CROISSANCE DE LA POPULATION ET PRESSION FONCIERE : LE NECESSAIRE RECOURS AU REMBLAIEMENT	234
1.2. DES RYTHMES D'EXTENSION CORRELES A LA DYNAMIQUE DEMOGRAPHIQUE	235
2. INFLUENCE DES AMENAGEMENTS COTIERS SUR L'EVOLUTION DE LA POSITION DU TRAIT DE COTE....	239
2.1. UNE ARTIFICIALISATION CROISSANTE DE LA LIGNE DE STABILITE.....	239
2.2. ÉVOLUTION DE LA POSITION DE LA LIGNE DE STABILITE SUR LES ILES-VILLAGES.....	244
2.2.1. <i>Modalités d'évolution sur les côtes océaniques.....</i>	<i>245</i>
2.2.2. <i>Modalités d'évolution des côtes lagunaires.....</i>	<i>247</i>
CHAPITRE 9 ÉVOLUTION DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES COTIERS DES ILES DE SAINT-MARTIN ET DE SAINT-BARTHELEMY ENTRE 1947 ET 2017.....	255
INTRODUCTION.....	257
1. ÉVOLUTION DE LA POSITION DU TRAIT DE COTE.....	257
1.1. ÉVOLUTION DE LA LIGNE DE STABILITE SUR LE TEMPS LONG.....	258
1.1.1. <i>Les évolutions de long terme marquées par une forte variabilité spatiale à l'échelle de Saint-Martin (1947-2017).....</i>	<i>258</i>
1.1.2. <i>Un recul généralisé de la ligne de stabilité sur le temps long à Saint-Barthélemy (1947-2017).....</i>	<i>261</i>
1.2. ÉVOLUTION DE LA POSITION DE LA LIGNE DE STABILITE A L'ECHELLE DECENNALE	265
1.2.1. <i>De la difficulté d'identifier des modèles d'évolution inter-îles : des directions et des rythmes différents entre Saint-Martin et Saint-Barthélemy entre 1947 et 1999</i>	<i>265</i>
1.2.2. <i>Une tendance à la stabilité voire à la progradation sur les deux îles lors de la période récente (1999-2017).....</i>	<i>266</i>
2. UNE ANTHROPISATION CROISSANTE DES ZONES COTIERE A L'ECHELLE DES DERNIERES DECENNIES ...	270
2.1. CONSTRUIRE DANS LA PROCHE BANDE COTIERE : DE LA REDUCTION DE LA LARGEUR DE LA ZONE VEGETALISEE NON BATIE	270
2.1.1. <i>Évolution de la largeur de la zone végétalisée non bâtie à Saint-Martin</i>	<i>270</i>
2.1.2. <i>Évolution de la largeur de la zone végétalisée non bâtie à Saint-Barthélemy.....</i>	<i>272</i>
2.2. UNE RIGIDIFICATION PROGRESSIVE DES COTES	275
2.2.1. <i>Une artificialisation rapide et significative des plages de l'île de Saint-Martin</i>	<i>275</i>
2.2.2. <i>Une artificialisation des côtes modérée à Saint-Barthélemy.....</i>	<i>277</i>
CHAPITRE 10 INFLUENCE DES EVENEMENTS METEO-MARINS EXTREMES SUR L'EVOLUTION DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES COTIERS DES ILES DE SAINT-MARTIN ET DE SAINT-BARTHELEMY : LE CAS DES CYCLONES DE SEPTEMBRE 2017	281
INTRODUCTION.....	284
1. REPONSES PLANIMETRIQUES ET VERTICALES DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES COTIERS DES ILES DE SAINT-MARTIN ET DE SAINT-BARTHELEMY	285
1.1. SYNTHESE DE L'EVOLUTION DE LA POSITION DES INDICATEURS DE TRAIT DE COTE	285
1.1.1. <i>Le recul de la ligne de stabilité comme réponse aux cyclones de septembre 2017</i>	<i>285</i>
1.1.2. <i>La réponse du pied de plage caractérisée par une très forte variabilité</i>	<i>289</i>
1.2. REPONSES VERTICALES DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES COTIERS : SYNTHESE	291
1.2.1. <i>Formes d'érosion.....</i>	<i>293</i>
1.2.2. <i>Formes d'accrétion.....</i>	<i>294</i>
2. FACTEUR DE VARIABILITE DES EVOLUTIONS PLANIMETRIQUES A L'ECHELLE INTRA- ET INTERINSULAIRE : DE L'INFLUENCE DE LA TRAJECTOIRE DES SYSTEMES CYCLONIQUES ET DE L'EXPOSITION DES COTES.....	295
2.1. UN RECU INTENSE SUR LES COTES LES PLUS EXPOSEES.....	296
2.2. MOINDRE AMPLITUDE DES EVOLUTIONS SUR LES COTES EN SITUATION D'ABRI RELATIF	300
3. FACTEURS DE VARIABILITE DES EVOLUTIONS PLANIMETRIQUES ET VERTICALES A L'ECHELLE INTRA-SITE : EVALUATION DE L'INFLUENCE DES STRUCTURES LONGITUDINALES COTIERES SUR LA REPONSE DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES DE L'ILE DE SAINT-BARTHELEMY	302
3.1. LA NATURE DE LA LIGNE DE STABILITE PRE-CYCLONIQUE COMME FACTEUR DE CONTROLE MAJEUR A L'ECHELLE LOCALE	304
3.2. INFLUENCE DE LA LARGEUR DE LA ZONE VEGETALISEE NON BATIE	309

CHAPITRE 11 REAJUSTEMENT POST-CYCLONIQUE DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES COTIERS : L'EXEMPLE DE L'ILE DE SAINT-BARTHELEMY	315
INTRODUCTION	317
1. REAJUSTEMENT PLANIMETRIQUE DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES COTIERS	318
1.1. ÉVOLUTION ET REAJUSTEMENT DE LA POSITION DE LA LIGNE DE STABILITE.....	318
1.1.1. <i>Évolution de la position de la ligne de stabilité</i>	318
1.1.2. <i>Réajustement de la ligne de stabilité</i>	321
1.2. ÉVOLUTION DU PIED DE PLAGE.....	326
1.2.1. <i>Évolution de la position du pied de plage entre février 2017 et juillet 2018</i>	326
2. REAJUSTEMENT MORPHOLOGIQUE ET ECOLOGIQUE DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES COTIERS	329
2.1. UN REAJUSTEMENT VERTICAL LIMITE ET LOCALISE.....	329
2.2. UN REAJUSTEMENT VERTICAL SOUVENT INEXISTANT.....	332
2.3. RESILIENCE ECOLOGIQUE	334
3. INFLUENCE DES STRATEGIES DE REPONSE ANTHROPIQUES SUR LES PROCESSUS DE REAJUSTEMENT..	336
3.1. LES SITES DENSEMENT AMENAGES.....	336
3.2. RESTAURATION DES SYSTEMES DUNAIRES : EXEMPLE D'UN PROJET MULTI-ACTEURS.....	341
PARTIE CINQ DISCUSSIONS ET PERSPECTIVES	345
CHAPITRE 12 CONTRIBUTION A L'EFFORT DE DETECTION ET D'ATTRIBUTION DES CHANGEMENTS MORPHOLOGIQUES COTIERS SUR LES PETITES ILES TROPICALES FRANÇAISES	347
1. CONTRIBUTION A L'EFFORT DE DETECTION DES CHANGEMENTS COTIERS SUR LES PETITES ILES TROPICALES FRANÇAISES	349
1.1. ÉCHANTILLON TRAITE.....	349
1.1.1. <i>Les îles coralliennes d'atolls de Polynésie française</i>	349
1.1.2. <i>Alimenter l'échantillon d'îles coralliennes connu à ce jour</i>	349
1.1.2. <i>Des îles hautes nouvellement étudiées dans l'Arc Antillais</i>	352
1.2. ÉVOLUTIONS PLANIMETRIQUES DES SYSTEMES COTIERS ETUDIÉS ET SIGNIFICATIVITÉ DES RESULTATS.....	354
1.2.1. <i>Trajectoires d'évolution de long terme des îles coralliennes d'atolls</i>	354
1.2.2. <i>Évolution de long terme des systèmes sédimentaires côtiers des îles hautes</i>	355
2. ATTRIBUTION DES CHANGEMENTS DETECTÉS SUR LES PETITES ILES TROPICALES	360
2.1. ATTRIBUTION DES ÉVOLUTIONS AUX FACTEURS MÉTÉO-MARINS	360
2.1.1. <i>Les houles dominantes comme facteur de variabilité des évolutions à l'échelle intra-atoll sur le temps long</i>	360
2.1.2. <i>Influence des événements météo-marins extrêmes sur les trajectoires d'évolution des îles coralliennes</i>	362
2.1.3. <i>Interactions des facteurs d'évolution sur les systèmes sédimentaires des îles hautes et implications pour la gestion des zones côtières</i>	366
2.2. UNE CONTRIBUTION SUBSTANTIELLE DES ACTIVITÉS ANTHROPIQUES AUX ÉVOLUTIONS À L'ÉCHELLE LOCALE SUR LES PETITES ILES TROPICALES	368
2.2.1. <i>Trajectoires d'évolution linéaires sur les îles-villages : de l'influence du facteur anthropique à l'échelle locale</i>	368
2.2.2. <i>Déstabilisation progressive des systèmes sédimentaires des îles hautes à l'échelle pluridécennale : conséquences d'un aménagement intense des zones côtières</i>	371
3. APPORTS MÉTHODOLOGIQUES, LIMITES DES TRAVAUX ET PERSPECTIVES DE RECHERCHES	372
3.1. APPORTS POUR L'EFFORT DE DETECTION DES ÉVOLUTIONS PLANIMETRIQUES EN MILIEU INSULAIRE TROPICAL.....	372
3.1.1. <i>De l'importance du choix des indicateurs de trait de côte dans l'effort de détection des évolutions planimétriques</i>	372
3.1.2. <i>Affiner les données produites et multiplier les indicateurs contextuels pour passer de la détection à l'attribution</i>	375
3.2. APPORTS POUR L'EFFORT D'ATTRIBUTION DES ÉVOLUTIONS ET DANS L'IDENTIFICATION DES INTERACTIONS MULTIFACTORIELLES	377
3.2.1. <i>De l'importance d'une approche multiscalaire pour maximiser la capacité d'attribution des évolutions détectées</i>	377

3.2.2.	<i>L'approche à grande échelle adaptée à la démarche d'attribution des évolutions morphologiques côtières en milieu insulaire tropical.....</i>	378
3.2.3.	<i>L'approche par transects particulièrement adaptée à l'identification des interactions multifactorielles.....</i>	378
3.3.	LIMITES ET PERSPECTIVES	381
3.3.1.	<i>Les caractéristiques des photographies aériennes comme facteur limitant l'effort de détection à l'échelle pluridécennale.....</i>	381
3.3.2.	<i>L'absence de données in situ historiques et contemporaines limite la capacité de détection et d'attribution</i>	383
3.3.3.	<i>Développer les réseaux d'observation et de suivi à l'échelle locale</i>	384
	CONCLUSION GENERALE	387
	CONCLUSION.....	389
	RAPPEL DE LA QUESTION DE RECHERCHE ET DES OBJECTIFS POURSUIVIS	389
	SYNTHESE DE LA METHODOLOGIE DEPLOYEE.....	390
	1. CONTRIBUTION DES FACTEURS D'EVOLUTIONS NATURELS ET ANTHROPIQUES AUX EVOLUTIONS MORPHOLOGIQUES COTIERES EN MILIEU INSULAIRE TROPICAL	391
1.1.	LES EVOLUTIONS DE LONG TERME ET L'INFLUENCE DES HOULES	391
1.2.	INFLUENCE DES EVENEMENTS METEO-MARINS EXTREMES SUR LES TRAJECTOIRES D'EVOLUTIONS DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES COTIERS DES PETITES ILES TROPICALES, FACTEURS DE VARIABILITE ET PROCESSUS DE REAJUSTEMENT	392
1.3.	DES TRAJECTOIRES D'EVOLUTION DE LONG TERME FORTEMENT INFLUENCEES PAR LES ACTIVITES ANTHROPIQUES SUR LES SITES LES PLUS DENSEMENT PEUPLES.....	395
	2. LIMITES DES TRAVAUX DE RECHERCHE	396
	3. PERSPECTIVES DE RECHERCHES.....	397
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	401
	TABLE DES FIGURES.....	413
	LISTE DES TABLEAUX	427
	TABLE DES MATIERES	431
	ANNEXES.....	439
	ANNEXE I – DETECTION DES EVOLUTIONS PLANIMETRIQUES D'ILES CORALLIENNES D'ATOLLS SUR LE TEMPS LONG.....	440
1.	ÉVOLUTION DE LA SURFACE DES ILES CORALLIENNES SUR LA PERIODE GLOBALE	441
2.	ÉVOLUTION DE LA POSITION DU TRAIT DE COTE.....	445
3.	ÉVOLUTION DE LA LARGEUR DES PLAGES	460
	ANNEXE II - TRAJECTOIRE D'EVOLUTION PLURIDECENNALE DES ILES CORALLIENNES D'ATOLLS : DE L'INFLUENCE DES FACTEURS METEO-MARINS DE FORTE INTENSITE	464
	ANNEXE III - ÉVOLUTION DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES COTIERS DES ILES DE SAINT-MARTIN ET DE SAINT-BARTHELEMY ENTRE 1947 ET 2017.....	481
	ANNEXE IV - INFLUENCE DES EVENEMENTS METEO-MARINS EXTREMES SUR L'EVOLUTION DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES COTIERS DES ILES DE SAINT-MARTIN ET DE SAINT-BARTHELEMY : LE CAS DES CYCLONES DE SEPTEMBRE 2017	487

Annexes

Annexe I – Détection des évolutions planimétriques d'îles coralliennes d'atolls sur le temps long

1. Évolution de la surface des îles coralliennes sur la période globale

Annexe I - Tableau 1 – Évolution pluridécennale de la surface des îles coralliennes des atolls de Ahe et de Takaroa calculée à partir de la ligne de stabilité. Les périodes d'études varient entre les deux atolls, allant de 22 années pour Ahe à 44 années pour Takaroa. En raison de la faible couverture des images aériennes anciennes (1961) sur Ahe, la période présentant le plus grand nombre d'îles et dont les évolutions n'ont pas été influencées par un événement météo-marin de forte intensité a été retenue (1993-2015). Les évolutions ont été normalisées sur un taux décennal afin de permettre les comparaisons inter-atolls. N.B. : Extr. = extrémité.

Exposition	Ile		Période et temporalité d'étude	Surface		Evolution de surface		Taux d'évolution décennal (%)	
	Numéro	Secteur		Initiale (ha)	Finale (ha)	ha	%		
				1993	2015				
Nord	42		22		5,83		-4,05	-28,56	-12,98
		g	22	14,18	4,30				
	43	h	22	32,69	31,66	-1,03	-3,15	-1,43	
		i	22	31,73	32,35	0,62	1,95	0,89	
		j	22	35,98	36,77	0,79	2,20	1,00	
		k	22	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	48		22	5,56	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	49		22	15,44	15,23	-0,21	-1,36	-0,62	
50		22	11,14	11,49	0,35	3,14	1,43		
Ouest	51		22	24,26	25,01	0,75	3,09	1,41	
	52		22	26,13	27,86	1,73	6,62	3,01	
	53		22	1,43	2,01	0,58	40,56	18,44	
	54		22	9,68	10,43	0,75	7,75	3,52	
	55		22	5,32	5,71	0,39	7,33	3,33	
	56		22	5,26	5,73	0,47	8,94	4,06	
	57		22	1,31	1,86	0,55	41,98	19,08	
	58		22	10,95	11,54	0,59	5,39	2,45	
	59		22	2,35	2,48	0,13	5,53	2,51	
	60		22	4,06	4,51	0,45	11,08	5,04	
	61		22	4,77	5,03	0,26	5,45	2,48	
	62		22	1,34	1,37	0,03	2,24	1,02	
	63		22	3,9	3,91	0,01	0,26	0,12	
	64		22	5,03	5,00	-0,03	-0,60	-0,27	
	65		22	3,6	4,07	0,47	13,06	5,93	
	66		22	4,74	4,90	0,16	3,38	1,53	
	67		22	0,76	0,80	0,04	5,26	2,39	
	68		22	8,38	8,82	0,44	5,25	2,39	
	69		22	5,33	5,76	0,43	8,07	3,67	
	70		22	3,71	3,93	0,22	5,93	2,70	
71		22	5,22	5,18	-0,04	-0,77	-0,35		
72		22	7,87	7,95	0,08	1,02	0,46		
73		22	11,49	11,50	0,01	0,09	0,04		
74		22	0,34	0,35	0,01	2,94	1,34		
75		22	0,88	0,87	-0,01	-1,14	-0,52		
76		22	15,95	16,57	0,62	3,89	1,77		
77		22	1,65	1,67	0,02	1,21	0,55		
Extr. Sud-Ouest	78		22	25,47	26,38	0,91	3,57	1,62	
Extr. Sud	79		22	n.d.	121,03	n.d.	n.d.	n.d.	
	80		22	12,28	12,52	0,24	1,95	0,89	
	81		22	0,96	1,09	0,13	13,54	6,16	
	82		22	0,22	0,29	0,07	31,82	14,46	
	83		22	29,27	28,71	-0,56	-1,91	-0,87	
Sud	84		22	1,57	1,77	0,20	12,74	5,79	
	85		22	0,77	0,93	0,16	20,78	9,45	
	1	Village	22	19,93	21,01	1,08	5,42	2,46	
			22	0,56					
	2	1	22	0,09	0,93	0,24	34,78	15,81	
	2	22	0,02						
	3	22	0,02						

3	22	0,54	0,60	0,06	11,11	5,05		
4	22	0,42	0,48	0,06	14,29	6,49		
5	22	4,79	4,86	0,07	1,46	0,66		
6	22	5,64	5,78	0,14	2,48	1,13		
7	22	1,75	2,11	0,36	20,57	9,35		
8	22	5,27	5,51	0,24	4,55	2,07		
9	22	0,05	0,43	0,38	760,00	345,45		
10	22	0,75	1,06	0,31	41,33	18,79		
11	22	6,53	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
12	22	3,19	3,54	0,35	10,97	4,99		
13	22	13,52	13,99	0,47	3,48	1,58		
14	22	2,35	3,11	0,76	32,34	14,7		
15	22	1,91	2,11	0,20	10,47	4,76		
16	22	2,80	3,06	0,26	9,29	4,22		
17	22	2,12	2,34	0,22	10,38	4,72		
18	22	19,37	20,28	0,91	4,70	2,14		
19	22	15,8	16,19	0,39	2,47	1,12		
20	22	14,57	14,81	0,24	1,65	0,75		
21	22	38,53	39,42	0,89	2,31	1,05		
Est	22	2,92	3,27	0,35	11,99	5,45		
	23	12,8	13,16	0,36	2,81	1,28		
	24	1,88	2,44	0,56	29,79	13,54		
	25	0,55	0,77	0,22	40,00	18,18		
	26	1,90	2,30	0,4	21,05	9,57		
	27	n.d.	0,10	n.d.	n.d.	n.d.		
	28	0,12	0,44	0,32	266,67	121,21		
	29	3,04	3,17	0,13	4,28	1,94		
	30	1,94	2,00	0,06	3,09	1,41		
	31	5,02	5,27	0,25	4,98	2,26		
	32	4,92	4,85	-0,07	-1,42	-0,65		
	33	2,83	2,96	0,13	4,59	2,09		
	34	4,79	5,29	0,50	10,44	4,74		
	35	10,67	10,97	0,30	2,81	1,28		
	36	51,51	52,12	0,61	1,18	0,54		
	37	3,78	3,92	0,14	3,70	1,68		
	38	1,76	1,75	-0,01	-0,57	-0,26		
	39	0,96	1,05	0,09	9,38	4,26		
	40	21,23	21,68	0,45	2,12	0,96		
Extr. Nord-Est	41-A	a	22	28,46	28,74	0,28	0,98	0,45
	41-A	b	22	25,91	26,56	0,65	2,51	1,14
	41-A	c	22	34,21	35,39	1,18	3,45	1,57
Extr. Nord	41-B	d	22	33,32	34,47	1,15	3,45	1,57
	41-B	e	22	30,55	31,91	1,36	4,45	2,02
	41-B	f	22	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Takaraoa	1969 - 2013	1969	2013					
Nord	71	44	6,87	11,16	-0,06	0,53	0,12	
	72	44	4,35					
	73	44	136,22	135,62	-0,60	-0,44	-0,1	
	74	44	5,02	4,94	-0,08	-1,59	-0,36	
	75	44	7,63					
	76	44	10,89	19,31	0,79	4,27	0,97	
	1	44	9,97	10,14	0,17	1,71	0,39	
	2	44	0,94	0,92	-0,02	-2,13	-0,48	
	3	44	5,00					
	4	44	36,28	42,29	1,01	2,44	0,55	
	5	44	0,38	2,82	1,96	227,90	51,79	
	6	44	0,48					
	7	44	0,33	0,74	0,41	124,24	28,24	
	8	44	53,66	78,63	2,93	3,87	0,88	
	9	44	22,04					
	10	44	3,22	3,55	0,33	10,25	2,33	
	11	44	38,79	39,83	1,04	2,68	0,61	
	12	44	64,13					

	13		44	4,40	73,90	5,37	7,84	1,78
Ouest	14		44	33,01	34,48	1,47	4,45	1,01
	15	Village	44	11,05	13,59	2,54	22,99	5,23
	16		44	3,94	4,82	0,88	22,34	5,08
	17		44	2,61	3,08	0,47	18,01	4,09
	18		44	2,59	2,81	0,22	8,49	1,93
	19		44	4,18	4,57	0,39	9,33	2,12
	20		44	0,81	0,95	0,14	17,28	3,93
	21		44	7,35	7,68	0,33	4,49	1,02
	22		44	0,67	0,95	0,28	41,79	9,5
	23		44	5,59	5,89	0,30	5,37	1,22
	24		44	1,74	2,23	0,49	28,16	6,4
	25		44	3,35	3,80	0,44	13,43	3,05
	26		44	5,33	5,88	0,55	10,32	2,35
Extr. Sud	27		44	115,38	117,64	2,26	1,96	0,45
Sud	28		44	1,70	1,98	0,28	16,47	3,74
	29		44	8,49	8,69	0,20	2,36	0,54
	30		44	23,62	24,36	0,74	3,13	0,71
	31		44	0,58	0,66	0,08	13,79	3,13
	32		44	1,06	1,10	0,04	3,77	0,86
	33		44	15,18	15,72	0,54	3,56	0,81
	35		44	0,62	0,54	-0,08	-12,90	-2,93
	36		44	1,20	1,19	-0,01	-0,83	-0,19
	37		44	n.d.	0,04	n.d.	n.d.	n.d.
	38		44	0,37	0,40	0,03	8,11	1,84
	39		44	4,48	4,51	0,03	0,67	0,15
Est	40		44	49,90	49,38	-0,52	-1,04	-0,24
	41		44	3,04	2,95	-0,09	-2,96	-0,67
	42		44	3,99	3,86	-0,13	-3,26	-0,74
	43		44	23,16	22,64	-0,52	-2,25	-0,51
	44		44	0,53	0,69	0,16	30,19	6,86
	45		44	19,12	19,05	-0,07	-0,37	-0,08
	46		44	4,71	4,63	-0,08	-1,70	-0,39
	47		44	10,65	10,39	-0,26	-2,44	-0,55
	48		44	5,38	5,22	-0,16	-2,97	-0,68
	49		44	3,13	3,11	-0,02	-0,64	-0,15
	50		44	14,58	14,38	-0,20	-1,37	-0,31
	51		44	6,51	6,46	-0,05	-0,77	-0,18
	52		44	8,62	8,69	0,07	0,81	0,18
	53		44	40,44	39,89	-0,55	-1,36	-0,31
	54		44	14,59	14,17	-0,42	-2,88	-0,65
	55		44	21,25	20,77	-0,48	-2,26	-0,51
	56		44	2,61	2,81	0,20	7,66	1,74
	57		44	3,44	3,57	0,13	3,78	0,86
	58		44	3,26	3,24	-0,02	-0,61	-0,14
	59		44	5,66	6,39	0,73	12,90	2,93
	60		44	4,28	4,64	0,36	8,41	1,91
	61		44	5,00	5,31	0,31	6,20	1,41
	62		44	9,28	9,66	0,38	4,09	0,93
	63		44	6,12	5,84	-0,28	-4,58	-1,04
	64		44	18,74	18,60	-0,14	-0,75	-0,17
	65		44	11,34	11,15	-0,19	-1,68	-0,38
	66		44	4,97	4,79	-0,18	-3,62	-0,82
	67		44	6,72	6,64	-0,08	-1,19	-0,27
	68		44	4,83	4,86	0,03	0,62	0,14
	69		44	69,99	69,05	-0,94	-1,34	-0,3
Extr. Nord-Est	70-A	a	44	46,15	45,28	-0,87	-1,89	-0,43
	70-A	b	44	n.d.	71,15	n.d.	n.d.	n.d.
	70-B	c	44	85,11	85,57	0,46	0,54	0,12
	70-B	d	44	64,33	64,42	0,09	0,14	0,03
Extr. Nord	70-C	e	44	87,96	89,32	1,36	1,55	0,35
	70-C	f	44	78,96	79,90	0,94	1,19	0,27
	70-C	g	44	78,91	79,22	0,31	0,39	0,09

2. Évolution de la position du trait de côte

Annexe I - Tableau 2 - Évolution de la ligne de stabilité des faces océaniques des îles coralliennes de l'atoll de Ahe entre 1993 et 2015.

Exposition	Îles		Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM Mini.(m)	NSM Max.(m)	Transects en accrétion		Transects stables		Transects en érosion	
	Numéro	Secteur					Nb	%	Nb	%	Nb	%
Nord	42		9	-43,21	-95,34	9,83	2	22,22	0	0,00	7	77,78
	43	g	13	-86,51	-117,74	-58,86	0	0,00	0	0,00	13	100
	43	h	100	-14,01	-60,04	11,81	28	28,00	36	36,00	36	36,00
	43	i	95	6,18	-1,30	21,61	53	55,79	42	44,21	0	0,00
	43	j	105	6,40	0,00	16,6	71	67,62	34	32,38	0	0,00
	43	k	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	48		14	-5,62	-10,85	-3,46	0	0,00	3	21,43	11	78,57
	49		49	0,48	-1,15	2,92	0	0,00	49	100	0	0,00
	50		35	1,96	-0,09	5,12	7	20,00	28	80,00	0	0,00
	Ouest	51		67	3,09	-16,09	23,81	24	35,82	34	50,75	9
52			59	22,05	4,21	47,61	59	100	0	0,00	0	0,00
54			18	12,21	0,00	34,46	11	61,11	7	38,89	0	0,00
55			22	3,15	-7,90	11,45	10	45,45	10	45,45	2	9,09
56			17	2,91	-4,66	14,87	5	29,41	11	64,71	1	5,88
58			38	5,06	-7,96	34,25	15	39,47	20	52,63	3	7,89
59			10	5,11	-0,78	14,54	5	50,00	5	50,00	0	0,00
60			13	1,00	-2,75	7,55	1	7,69	12	92,31	0	0,00
61			21	4,81	-0,53	22,18	7	33,33	14	66,67	0	0,00
63			13	-0,43	-3,38	0,67	0	0,00	13	100	0	0,00
64			15	-1,75	-5,66	16,14	2	13,33	7	46,67	6	40,00
65			21	10,87	-12,37	39,14	14	66,67	5	23,81	2	9,52
66			17	1,66	-6,66	14,29	3	17,65	12	70,59	2	11,76
68			23	18,29	-5,54	54,35	16	69,57	5	21,74	2	8,70
69			14	27,90	3,98	68,12	13	92,86	1	7,14	0	0,00
70			11	7,43	1,90	11,6	9	81,82	2	18,18	0	0,00
71			18	0,57	-6,84	10,26	1	5,56	16	88,89	1	5,56
72		27	5,30	-1,04	18,62	13	48,15	14	51,85	0	0,00	
73		29	-2,22	-20,53	1,41	0	0,00	25	86,21	4	13,79	
76		36	3,30	-0,55	9,09	14	38,89	22	61,11	0	0,00	
Extr. Sud-Ouest	78		47	17,51	2,28	42,01	44	93,62	3	6,38	0	0,00
Extr. Sud	79		241	5,63	-8,45	27,14	120	49,79	101	41,91	20	8,30
Sud	80		42	-0,45	-7,39	8,29	6	14,29	29	69,05	7	16,67
	83		81	-6,41	-25,05	10,21	5	6,17	25	30,86	51	62,97
	1		50	0,06	-7,59	11,82	11	22,00	25	50,00	14	28,00
	5		19	-2,77	-6,14	-0,77	0	0,00	15	78,95	4	21,05
	6		22	-0,52	-2,81	3,86	0	0,00	22	100	0	0,00
	8		19	-4,56	-13,35	0,01	0	0,00	9	47,37	10	52,63
	11		23	-1,28	-6,08	4,06	1	4,35	18	78,26	4	17,39
	12		12	-3,19	-5,89	1,88	0	0,00	7	58,33	5	41,67
	13		54	-1,06	-6,98	8,28	5	9,26	33	61,11	16	29,63
	14		9	-0,80	-5,65	0,00	0	0,00	8	88,89	1	11,11
	15		7	-2,45	-5,56	4,37	1	14,29	2	28,57	4	57,14
	16		12	-0,98	-3,18	0,00	0	0,00	12	100	0	0,00
	17		9	-2,73	-5,61	0,00	0	0,00	6	66,67	3	33,33
	18		79	0,29	-9,13	14,62	15	18,99	52	65,82	12	15,19
19		52	3,50	-7,24	8,87	25	48,08	25	48,08	2	3,85	
20		62	0,92	-7,61	4,46	2	3,23	59	95,16	1	1,61	
21		147	0,12	-4,24	7,47	21	14,29	124	84,35	2	1,36	
Est	22		12	-5,34	-8,19	-3,25	0	0,00	2	16,67	10	83,33
	23		53	-0,90	-6,36	3,06	0	0,00	50	94,34	3	5,66
	24		9	-10,33	-20,81	0,37	0	0,00	2	22,22	7	77,78

25			2	-7,42	-7,92	-6,92	0	0,00	0	0,00	2	100
26			7	-6,92	-9,83	-3,56	0	0,00	1	14,29	6	85,71
29			15	-7,22	-11,82	-4,79	0	0,00	0	0,00	15	100
30			7	-3,26	-7,25	3,84	0	0,00	3	42,86	4	57,14
31			22	-5,18	-9,92	-1,43	0	0,00	7	31,82	15	68,18
32			20	-6,06	-11,34	-0,07	0	0,00	8	40,00	12	60,00
33			26	-0,08	-2,82	2,53	0	0,00	26	100	0	0,00
34			29	-3,68	-15,51	2,12	0	0,00	17	58,62	12	41,38
35			36	2,00	-0,94	5,30	9	25,00	27	75,00	0	0,00
36			194	-0,29	-8,30	6,85	21	10,82	155	79,90	18	9,28
37			9	1,65	-0,30	3,95	0	0,00	9	100	0	0,00
38			6	-0,71	-2,46	1,25	0	0,00	6	100	0	0,00
40			81	-1,47	-11,62	11,35	7	8,64	54	66,67	20	24,69
Extr. Est	41-A	a	118	1,13	-4,76	7,07	18	15,25	96	81,36	4	3,39
	41-A	b	100	4,09	-2,86	22,77	36	36,00	64	64,00	0	0,00
	41-A	c	100	8,35	-0,80	28,71	53	53,00	47	47,00	0	0,00
Extr. Nord	41-B	d	100	10,27	-8,49	21,8	88	88,00	9	9,00	3	3,00
	41-B	e	100	14,13	1,07	32,47	92	92,00	8	8,00	0	0,00
	41-B	f	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Annexe I - Tableau 3 – Évolution de la ligne de stabilité des faces océaniques des îles coralliennes de l'atoll de Takaroa entre 1969 et 2013.

Exposition	Îles		Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM Mini.(m)	NSM Max.(m)	Transects en accréation		Transects stables		Transects en érosion		
	Numéro	Secteur					Nb	%	Nb	%	Nb	%	
Nord	71		17	-17,97	-0,78	-17,97	0	0,00	6	35,29	11	64,71	
	72		13	-48,85	-9,91	-48,85	0	0,00	0	0,00	13	100	
	73		411	-13,41	47,36	-13,41	33	8,03	289	70,32	89	21,65	
	74		19	-6,73	2,2	-6,73	0	0,00	15	78,95	4	21,05	
	75-76		65	3,46	-5,91	61,93	16	24,62	46	70,76	3	4,62	
	1		38	-1,02	-8,09	3,21	0	0,00	33	86,84	5	13,16	
	3		24	2,18	-3,00	12,29	7	29,17	17	70,83	0	0,00	
	4		117	-3,96	-16,52	11,56	9	7,69	38	32,48	70	59,83	
	8		187	2,76	-8,15	95,70	50	26,74	130	69,52	7	3,74	
	9		72	4,00	-3,23	46,01	22	30,56	50	69,44	0	0,00	
	11		129	1,69	-8,09	11,35	33	25,58	87	67,44	9	6,98	
	12		235	14,05	-4,03	29,74	212	90,21	22	9,36	1	0,43	
Ouest	14		115	7,31	-1,25	14,59	104	90,43	11	9,57	0	0,00	
	15	Village	67	36,46	-0,24	84,28	64	95,52	3	4,48	0	0,00	
	16		19	40,15	9,28	82,69	19	100	0	0,00	0	0,00	
	17		13	20,66	6,76	39,26	13	100	0	0,00	0	0,00	
	18		13	17,94	5,62	29,64	13	100	0	0,00	0	0,00	
	19		23	9,28	-11,59	39,73	15	65,21	6	26,09	2	8,70	
	20		5	25,60	12,55	48,93	5	100	0	0,00	0	0,00	
	21		28	7,78	1,35	10,21	25	89,29	3	10,71	0	0,00	
	22		7	39,92	7,61	86,93	7	100	0	0,00	0	0,00	
	23		32	1,84	-2,93	9,51	9	28,13	23	71,87	0	0,00	
	24		13	46,29	-3,09	121,50	11	84,62	2	15,38	0	0,00	
	25		20	21,90	2,80	48,49	18	90,00	2	10,00	0	0,00	
	26		26	9,50	3,26	17,25	22	84,62	4	15,38	0	0,00	
Extr. Sud	27		411	6,76	-7,22	33,93	238	57,91	163	39,66	10	2,43	
Sud	28		12	26,33	12,52	42,05	12	100	0	0,00	0	0	
	29		44	11,21	-7,05	43,98	26	59,09	14	31,82	4	9,09	
	30		96	10,67	-6,06	161,90	66	68,75	26	27,08	4	4,17	
	34		82	4,42	-8,17	43,77	24	29,27	54	65,85	4	4,88	
	35		5	-14,56	-23,60	-6,57	0	0,00	0	0,00	5	100	
	36		6	1,73	-5,24	20,61	1	16,67	4	66,66	1	16,67	
	38		4	-16,15	-34,45	25,91	1	25,00	0	0,00	3	75,00	
	39		20	-0,09	-3,31	2,84	0	0,00	20	100	0	0,00	
	Est	40		198	0,31	-4,77	10,92	17	8,59	179	90,4	2	1,01
		41		18	-4,72	-6,77	-2,75	0	0,00	5	27,78	13	72,22
42			22	-3,33	-4,61	-2,14	0	0,00	18	81,82	4	18,18	
43			93	-5,20	-9,97	-1,15	0	0,00	33	35,48	60	64,52	
45			81	-0,65	-4,18	2,00	0	0,00	80	98,77	1	1,23	
46			15	0,35	-3,88	3,05	0	0,00	15	100	0	0,00	
47			45	-3,93	-5,60	-2,54	0	0,00	26	57,78	19	42,22	
48			24	-5,44	-7,63	-0,87	0	0,00	2	8,33	22	91,67	
49			26	-3,12	-6,21	1,34	0	0,00	14	53,85	12	46,15	
50			62	-1,75	-10,45	20,28	17	27,42	9	14,52	36	58,06	
51			33	-1,87	-5,10	0,26	0	0,00	29	87,88	4	12,12	
52			44	1,73	-4,04	8,93	14	31,82	29	65,91	1	2,27	
53			175	1,53	-19,98	161,67	33	18,86	97	55,43	45	25,71	
54			76	-5,25	-10,36	4,88	4	5,26	9	11,84	63	82,90	
55			93	-2,79	-17,76	5,78	3	3,23	60	64,51	30	32,26	
56			21	7,42	-13,98	28,35	11	52,38	6	28,57	4	19,05	
57			21	5,15	-4,93	37,75	10	47,62	9	42,86	2	9,52	
58			16	-2,79	-10,61	1,89	0	0,00	10	62,5	6	37,50	

59	39	13,16	-9,02	42,55	31	79,49	7	17,95	1	2,56	
60	31	11,46	-16,68	50,28	15	48,39	10	32,26	6	19,35	
61	25	-5,74	-25,93	57,17	7	28,00	2	8,00	16	64,00	
62	34	-4,61	-32,86	85,17	5	14,71	3	8,82	26	76,47	
63	26	-9,20	-28,10	-1,45	0	0,00	3	11,54	23	88,46	
64	85	1,38	-13,47	26,41	25	29,41	40	47,06	20	23,53	
65	54	-0,05	-7,02	11,61	16	29,63	16	29,63	22	40,74	
66	12	-2,69	-9,68	0,77	0	0,00	8	66,67	4	33,33	
67	25	-1,76	-4,84	2,49	0	0,00	21	84,00	4	16,00	
68	21	-0,61	-4,21	3,58	0	0,00	20	95,24	1	4,76	
69	316	0,78	-13,66	26,76	62	19,62	204	64,56	50	15,82	
Extr. Nord-Est	70A	425	1,00	-17,52	16,75	130	30,59	193	45,41	102	24,00
	70B	294	1,03	-11,79	28,67	74	25,17	147	50,00	73	24,83
Extr. Nord	70C	604	4,82	-19,01	30,32	266	44,03	258	42,72	80	13,25

Annexe I - Tableau 4 – Évolution de la ligne de stabilité des faces lagunaires des îles coralliennes de l'atoll de Ahe entre 1993 et 2015.

Exposition	Îles		Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM Mini.(m)	NSM Max. (m)	Transects en accrétion		Transects stables		Transects en érosion	
	Numéro	Secteur					Nb	%	Nb	%	Nb	%
Nord	42		21	1,53	0,00	4,07	1	4,76	20	95,24	0	0,00
	43	g	18	2,57	-0,99	8,26	4	22,22	14	77,78	0	0,00
	43	h	100	5,55	-6,11	53,52	25	25,00	61	61,00	14	14,00
	43	i	94	0,6	-6,72	17,38	12	12,77	73	77,66	9	9,57
	43	j	104	2,2	-5,98	38	10	9,62	92	88,46	2	1,92
	43	k	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	48		21	5,03	0,00	10,47	17	80,95	4	19,05	0	0,00
	49		49	-3,09	-8,83	2,13	0	0,00	33	67,35	16	32,65
	50		38	3,53	-10,79	13,55	15	39,47	19	50,00	4	10,53
Ouest	51		82	-0,81	-9,07	34,84	3	3,66	61	74,39	18	21,95
	52		63	3,39	-31,59	60,92	16	25,40	40	63,49	7	11,11
	54		23	4,77	0,17	10,18	11	47,83	12	52,17	0	0,00
	55		19	13,36	8,39	36,28	19	100	0	0,00	0	0,00
	56		18	5,6	0,64	14,37	12	66,67	6	33,33	0	0,00
	58		36	2,47	-6,36	31,41	6	16,67	26	72,22	4	11,11
	59		9	2,13	-4,17	8,14	3	33,33	5	55,56	1	11,11
	60		11	5,00	0,00	25,78	3	27,27	8	72,73	0	0,00
	61		20	1,12	-0,13	3,72	0	0,00	20	100	0	0,00
	63		17	-3,01	-5,76	1,22	0	0,00	12	70,59	5	29,41
	64		19	-3,42	-9,13	1,91	0	0,00	10	52,63	9	47,37
	65		21	-1,54	-11,64	2,88	0	0,00	19	90,48	2	9,52
	66		19	4,42	-1,80	20,59	6	31,58	13	68,42	0	0,00
	68		24	-1,56	-4,71	2,32	0	0,00	22	91,67	2	8,33
	69		15	-2,15	-15,04	15,75	2	13,33	9	60,00	4	26,67
	70		13	2,46	-0,02	4,36	3	23,08	10	76,92	0	0,00
	71		16	-1,5	-4,3	3,12	0	0,00	15	93,75	1	6,25
72		24	-2,69	-5,21	0,22	0	0,00	19	79,17	5	20,83	
73		42	3,71	-0,52	40,52	9	21,43	33	78,57	0	0,00	
76		47	4,67	-4,14	48,53	20	42,55	26	55,32	1	2,13	
Extr. Sud-Ouest	78		50	1,33	-5,44	5,63	2	4,00	47	94,00	1	2,00
Extr. Sud	79		203	0,6	-6,94	12,28	45	22,17	130	64,04	28	13,79
Sud	80		50	3,02	0,00	10,56	15	30,00	35	70,00	0	0,00
	83		91	-0,5	-5,75	5,69	3	3,30	87	95,60	1	1,10
	1		49	12,26	-0,74	87,2	21	42,86	28	57,14	0	0,00
	5		17	1,94	0,47	4,56	1	5,88	16	94,12	0	0,00
	6		24	2,15	0,39	6,81	1	4,17	23	95,83	0	0,00
	8		19	9,04	-3,28	62,35	7	36,84	12	63,16	0	0,00
	11		19	2,62	0,67	6,7	4	21,05	15	78,95	0	0,00
	12		12	2,1	-2,53	9,53	2	16,67	10	83,33	0	0,00
	13		61	13,71	-9,37	77,7	21	34,43	32	52,46	8	13,11
	14		7	70,19	19,16	133,3	7	100	0	0,00	0	0,00
	15		6	-6,80	-9,23	-4,43	0	0,00	0	0,00	6	100
	16		11	6,59	0,59	22,96	5	45,45	6	54,55	0	0,00
	17		7	4,04	-1,00	17,81	2	28,57	5	71,43	0	0,00
	18		80	10,63	-1,25	57,75	45	56,25	35	43,75	0	0,00
19		66	1,63	-0,44	11,46	11	16,67	55	83,33	0	0,00	
20		59	1,28	-7,31	7,14	16	27,12	42	71,19	1	1,69	
21		146	1,82	-3,65	42,72	10	6,85	136	93,15	0	0,00	
Est	22		12	7,92	3,08	17,75	10	83,33	2	16,67	0	0,00
	23		56	2,95	-0,01	19,37	15	26,79	41	73,21	0	0,00
	24		12	39,74	19,23	67,21	12	100	0	0,00	0	0,00
	25		5	25,26	13,47	36,13	5	100	0	0,00	0	0,00

26			7	27,19	21,00	36,55	7	100	0	0,00	0	0,00
29			17	11,13	5,95	15,63	17	100	0	0,00	0	0,00
30			11	8,38	1,55	42,55	3	27,27	8	72,73	0	0,00
31			35	5,82	0,72	26,94	18	51,43	17	48,57	0	0,00
32			22	3,01	1,16	7,36	6	27,27	16	72,73	0	0,00
33			18	1,47	-2,43	10,46	5	27,78	13	72,22	0	0,00
34			35	2,49	-3,10	28,22	9	25,71	26	74,29	0	0,00
35			55	0,91	-4,38	12,29	7	12,73	46	83,64	2	3,63
36			188	2,16	-3,86	10,82	47	25,00	141	75,00	0	0,00
37			17	1,49	-6,63	9,18	7	41,18	8	47,06	2	11,76
38			10	0,74	-1,90	9,88	1	10,00	9	90,00	0	0,00
40			74	3,27	-5,64	6,88	30	40,54	43	58,11	1	1,35
Extr. Est	41-A	a	122	0,54	-6,74	43,93	7	5,74	114	93,44	1	0,82
	41-A	b	93	2,48	-2,51	7,77	6	6,45	87	93,55	0	0,00
	41-A	c	61	4,28	0,96	9,2	27	44,26	34	55,74	0	0,00
Extr. Nord	41-B	d	102	1,1	-3,89	9,57	14	13,73	88	86,27	0	0,00
	41-B	e	101	-0,53	-3,99	5,26	1	0,99	100	99,01	0	0,00
	41-B	f	231	3,72	-11,31	178,85	25	10,82	174	75,33	32	13,85

Annexe I - Tableau 5 – Évolution de la ligne de stabilité des faces lagunaires des îles coralliennes de l'atoll de Takaroa entre 1969 et 2013.

Exposition	Îles		Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM Mini.(m)	NSM Max. (m)	Transects en accréation		Transects stables		Transects en érosion	
	Numéro	Secteur					Nb	%	Nb	%	Nb	%
Nord	71		21	-0,50	-4,41	4,29	1	4,76	18	85,72	2	9,52
	72		18	-1,39	-15,19	18,23	1	5,56	14	77,77	3	16,67
	73		413	-0,62	-9,61	62,61	21	5,08	321	77,73	71	17,19
	74		15	-1,59	-3,42	0,81	0	0,00	15	100	0	0,00
	75-76		66	2,81	-4,78	93,98	7	10,61	55	83,33	4	6,06
	1		29	3,93	-0,66	16,68	5	17,24	24	82,76	0	0,00
	3		23	33,26	9,67	131,35	23	100	0	0,00	0	0,00
	4		94	4,72	-2,40	23,7	52	55,32	42	44,68	0	0,00
	8		190	7,56	-6,86	61,25	84	44,21	98	51,58	8	4,21
	9		74	4,41	-13,98	30,52	25	33,78	45	60,81	4	5,41
	11		126	7,13	-6,50	35,31	64	50,79	59	46,83	3	2,38
	12		231	2,02	-16,75	81,16	47	20,35	121	52,38	63	27,27
Ouest	14		101	-2,70	-11,76	29,98	6	5,94	49	48,52	46	45,54
	15	Village	46	1,36	-13,48	15,84	12	26,09	25	54,34	9	19,57
	16		25	-1,59	-12,47	31,76	3	12,00	9	36,00	13	52,00
	17		14	-7,30	-18,82	-0,44	0	0,00	5	35,71	9	64,29
	18		12	-6,53	-36,58	1,6	0	0,00	4	33,33	8	66,67
	19		29	-1,17	-12,27	7,08	5	17,24	18	62,07	6	20,69
	20		10	0,06	-4,26	2,91	0	0,00	8	80,00	2	20,00
	21		30	-4,09	-8,58	-1,06	0	0,00	16	53,33	14	46,67
	22		8	-0,41	-3,38	7,72	1	12,50	7	87,5	0	0,00
	23		31	-2,63	-10,05	7,97	1	3,23	19	61,29	11	35,48
	24		11	2,07	-4,20	10,71	3	27,27	7	63,64	1	9,09
	25		16	1,72	-7,30	18,58	5	31,25	8	50,00	3	18,75
	26		23	0,64	-13,01	5,22	3	13,04	19	82,61	1	4,35
	Extr. Sud	27		272	-0,64	-15,21	22,9	36	13,24	167	61,39	69
Sud	28		11	-3,19	-12,33	7,95	2	18,18	5	45,46	4	36,36
	29		35	-7,75	-18,65	6,59	1	2,86	5	14,29	29	82,85
	30		96	-4,52	-14,17	45,92	1	1,04	38	39,58	57	59,38
	34		65	-7,61	-15,13	10,61	1	1,54	5	7,69	59	90,77
	35		4	-1,35	-5,10	2,91	0	0,00	3	75,00	1	25,00
	36		6	-0,11	-7,11	6,54	1	16,67	4	66,66	1	16,67
	38		3	-7,70	-11,21	-1,76	0	0,00	1	33,33	2	66,67
	39		18	1,61	-4,43	12,78	3	16,67	13	72,22	2	11,11
	Est	40		168	-3,33	-12,2	5,66	3	1,79	93	55,36	72
41			15	-0,09	-6,29	8,51	2	13,33	12	80,00	1	6,67
42			10	-4,69	-10,93	-1,26	0	0,00	6	60,00	4	40,00
43			96	-1,46	-10,28	7,71	4	4,17	72	75,00	20	20,83
45			66	-2,05	-11,59	7,73	1	1,52	49	74,24	16	24,24
46			13	-2,57	-15,27	3,02	0	0,00	11	84,62	2	15,38
47			36	-2,33	-6,39	2,76	0	0,00	24	66,67	12	33,33
48			11	-0,50	-3,72	0,82	0	0,00	11	100	0	0,00
49			12	-3,28	-7,31	1,07	0	0,00	6	50,00	6	50,00
50			60	-3,16	-9,71	3,8	0	0,00	38	63,33	22	36,67
51			17	-2,54	-5,13	0,89	0	0,00	12	70,59	5	29,41
52			28	-2,37	-9,73	2,69	0	0,00	21	75,00	7	25,00
53			168	-4,68	-11,06	5,01	1	0,60	74	44,05	93	55,35
54			68	-0,46	-8,29	7,65	3	4,41	61	89,71	4	5,88
55			93	-2,20	-10,92	4,78	1	1,08	71	76,34	21	22,58
56			11	-0,81	-4,36	3,23	0	0,00	10	90,91	1	9,09
57			21	-1,96	-10,01	1,95	0	0,00	16	76,19	5	23,81
58			9	-0,86	-4,03	1,95	0	0,00	8	88,89	1	11,11
59			24	-2,94	-9,95	3,59	0	0,00	15	62,50	9	37,5

	60	23	-2,82	-12,07	4,05	1	4,35	16	69,56	6	26,09
	61	19	16,39	-18,28	75,08	11	57,9	4	21,05	4	21,05
	62	31	-2,40	-17,34	3,78	0	0,00	22	70,97	9	29,03
	63	28	-3,04	-18,66	4,82	1	3,57	16	57,14	11	39,29
	64	83	-4,75	-15,71	84,99	1	1,20	25	30,12	57	68,68
	65	59	-3,22	-8,11	3,65	0	0,00	35	59,32	24	40,68
	66	18	-4,85	-11,77	2,40	0	0,00	8	44,44	10	55,56
	67	25	-4,13	-7,98	-0,22	0	0,00	11	44,00	14	56,00
	68	17	-2,50	-14,1	1,34	0	0,00	13	76,47	4	23,53
	69	306	-4,05	-12,84	4,93	1	0,33	154	50,32	151	49,35
Extr. Nord-Est	70A	337	-2,77	-12,1	5,22	2	0,59	216	64,1	119	35,31
	70B	142	-1,15	-24,65	6,66	10	7,04	103	72,54	29	20,42
Extr. Nord	70C	565	-0,66	-16,45	11,39	75	13,27	385	68,15	105	18,58

Annexe I - Tableau 6 – Évolution de la position des îles coralliennes des atolls de Ahe (68 îles) et de Takaroa (66 îles) sur la couronne récifale en réponse aux évolutions respectives des côtes océaniques et lagonaires (la ligne de stabilité a été considérée ici). Alors que la majeure partie des îles ont d'abord été stables en position sur la couronne récifale (87 % à Ahe et 88 % à Takaroa) sur les deux atolls, elles ont secondairement migré vers le lagon sur l'atoll de Ahe (9 îles situées sur la face est ; 13,24%) et migré vers l'océan (9,09%, 6 îles) sur l'atoll de Takaroa.

Ahe					Takaroa						
Expo.	Îles		NSM moyen (m)		Bilan (selon modèles conceptuels)	Expo.	Îles		NSM moyen (m)		Bilan (selon modèles conceptuels)
	Numéro	Secteur	Océan	Lagon			Numéro	Secteur	Océan	Lagon	
Ahe	1993-2015					Takaroa	1969-2013				
N	42		-43,21	1,53	8	N	71		-17,97	-0,50	8
	43	g	-86,51	2,57	8		72		-48,85	-1,39	8
	43	h	-14,01	5,55	1		73		-13,41	-0,62	8
	43	i	6,18	0,60	5		74		-6,73	-1,59	8
	43	j	6,40	2,20	5		75-76		3,46	2,81	9
	43	k	n.d.	n.d.	/		1		-1,02	3,93	9
	48		-5,62	5,03	1		3		2,18	33,26	4
	49		0,48	-3,09	9		4		-3,96	4,72	4
	50		1,96	3,53	9		8		2,76	7,56	4
O	51		3,09	-0,81	9		9		4,00	4,41	4
	52		22,05	3,39	5		11		1,69	7,13	4
	54		12,21	4,77	3		12		14,05	2,02	5
	55		3,15	13,36	4	O	14		7,31	-2,70	5
	56		2,91	5,60	4		15		36,46	1,36	5
	58		5,06	2,47	5		16		40,15	-1,59	5
	59		5,11	2,13	5		17		20,66	-7,30	2
	60		1,00	5,00	4		18		17,94	-6,53	2
	61		4,81	1,12	5		19		9,28	-1,17	5
	63		-0,43	-3,01	9		20		25,60	0,06	5
	64		-1,75	-3,42	9		21		7,78	-4,09	2
	65		10,87	-1,54	5		22		39,92	-0,41	5
	66		1,66	4,42	4		23		1,84	-2,63	9
	68		18,29	-1,56	5		24		46,29	2,07	5
	69		27,90	-2,15	5		25		21,90	1,72	5
	70		7,43	2,46	5		26		9,50	0,64	5
	71		0,57	-1,50	9	Extr. S	27		6,76	-0,64	5
	72		5,30	-2,69	5	S	28		26,33	-3,19	5

	73		-2,22	3,71	9		29		11,21	-7,75	2
	76		3,30	4,67	4		30		10,67	-4,52	2
S-O	78		17,51	1,33	5		34		4,42	-7,61	2
Extr. S	79		5,63	0,60	5		35		-14,56	-1,35	8
S	80		-0,45	3,02	9		36		1,73	-0,11	9
	83		-6,41	-0,50	8		38		-16,15	-7,70	6
	1		0,06	12,26	4		39		-0,09	1,61	9
	5		-2,77	1,94	9	E	40		0,31	-3,33	9
	6		-0,52	2,15	9		41		-4,72	-0,09	8
	8		-4,56	9,04	1		42		-3,33	-4,69	7
	11		-1,28	2,62	9		43		-5,20	-1,46	8
	12		-3,19	2,10	9		45		-0,65	-2,05	9
	13		-1,06	13,71	4		46		0,35	-2,57	9
	14		-0,80	70,19	4		47		-3,93	-2,33	9
	15		-2,45	-6,80	7		48		-5,44	-0,50	8
	16		-0,98	6,59	4		49		-3,12	-3,28	9
	17		-2,73	4,04	4		50		-1,75	-3,16	9
	18		0,29	10,63	4		51		-1,87	-2,54	9
	19		3,50	1,63	9		52		1,73	-2,37	9
	20		0,92	1,28	9		53		1,53	-4,68	7
	21		0,12	1,82	9		54		-5,25	-0,46	8
E	22		-5,34	7,92	1		55		-2,79	-2,20	9
	23		-0,90	2,95	9		56		7,42	-0,81	5
	24		-10,33	39,74	1		57		5,15	-1,96	5
	25		-7,42	25,26	1		58		-2,79	-0,86	9
	26		-6,92	27,19	1		59		13,16	-2,94	5
	29		-7,22	11,13	1		60		11,46	-2,82	5
	30		-3,26	8,38	4		61		-5,74	16,39	1
	31		-5,18	5,82	1		62		-4,61	-2,40	8
	32		-6,06	3,01	8		63		-9,20	-3,04	8
	33		-0,08	1,47	9		64		1,38	-4,75	7
	34		-3,68	2,49	9		65		-0,05	-3,22	9
	35		2,00	0,91	9		66		-2,69	-4,85	7
	36		-0,29	2,16	9		67		-1,76	-4,13	7
	37		1,65	1,49	9		68		-0,61	-2,50	9
	38		-0,71	0,74	9		69		0,78	-4,05	7
	40		-1,47	3,27	9	Extr. N-E	70A		1,00	-2,77	9
N-E	41-A	a	1,13	0,54	9	Extr. N	70B		1,03	-1,15	9
	41-A	b	4,09	2,48	5	Extr. N-O	70C		4,82	-0,66	5
	41-A	c	8,35	4,28	3						
Extr. N	41-B	d	10,27	1,10	5						
	41-B	e	14,13	-0,53	5						
	41-B	f	n.d.	3,72	n.d.						

Suite page suivante

Comportement de la ligne de stabilité des faces océanique et lagonaire	Nombre îles	% de l'échantillon	Comportement de la ligne de stabilité des faces océanique et lagonaire	Nombre îles	% de l'échantillon
1 – Progradation face lag. / Recul face océ.	9	13,24	1 – Progradation face lag. / Recul face océ.	1	1,51
2 – Progradation face océ. / Recul face lag.	0	0,00	2 – Progradation face océ. / Recul face lag.	6	9,09
3 – Progradation faces océanique et lagonaire	2	2,94	3 – Progradation faces océanique et lagonaire	0	0,00
4 – Progradation face lag. / Stabilité face océ.	12	17,65	4 – Progradation face lag. / Stabilité face océ.	5	7,58
5 – Progradation face océ. / Stabilité face lag.	16	23,53	5 – Progradation face océ. / Stabilité face lag.	17	25,76
6 – Recul faces océanique et lagonaire	0	0,00	6 – Recul faces océanique et lagonaire	1	1,51
7 – Recul face lag. / Stabilité face océ.	1	1,47	7 – Recul face lag. / Stabilité face océ.	6	9,09
8 – Recul face océ. / Stabilité face lag.	4	5,88	8 – Recul face océ. / Stabilité face lag.	11	16,67
9 – Stabilité faces océanique et lagonaire	24	35,29	9 – Stabilité faces océanique et lagonaire	19	28,79

Annexe I - Tableau 7 - Évolution de la position du pied de plage des faces océaniques des îles coralliennes de l'atoll de Ahe entre 1993 et 2015.

Exposition	Îles		Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM Mini.(m)	NSM Max. (m)	Transects en accrétion		Transects stables		Transects en érosion		
	Numéro	Secteur					Nb	%	Nb	%	Nb	%	
Nord	42		10	-42,06	-109,76	5,28	2	20,00	1	10,00	7	70,00	
	43	g	11	-83,01	-117,86	-53,54	0	0,00	0	0,00	11	100	
	43	h	100	-21,25	-63,17	0,70	0	0,00	35	35,00	65	65,00	
	43	i	95	4,74	-3,43	19,60	41	43,16	54	56,84	0	0,00	
	43	j	105	-1,17	-6,72	5,25	5	4,76	74	70,48	26	24,76	
	43	k	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	44		34	6,36	2,87	14,35	27	79,41	7	20,59	0	0,00	
	48		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	49		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	50		25	0,59	-7,83	23,75	6	24,00	11	44,00	8	32,00	
Ouest	51		35	-0,85	-14,59	7,02	4	11,43	20	57,14	11	31,43	
	52		58	-5,97	-27,65	10,12	3	5,17	23	39,66	32	55,17	
	54		8	-5,37	-11,52	2,30	0	0,00	3	37,50	5	62,50	
	76		19	3,49	-0,37	5,28	7	36,84	12	63,16	0	0,00	
Extr. Sud-Ouest	78		48	-3,57	-12,84	8,71	5	10,42	16	33,33	27	56,25	
Extr. Sud	79		212	0,16	-12,56	17,61	45	21,23	119	56,13	48	22,64	
Sud	80		20	-10,24	-20,28	-2,34	0	0,00	4	20,00	16	80,00	
	83		31	-4,19	-8,99	1,61	0	0,00	15	48,39	16	51,61	
	1		36	0,07	-6,74	10,52	9	25,00	19	52,78	8	22,22	
	5		18	-8,35	-22,48	-4,33	0	0,00	0	0,00	18	100	
	6		22	-0,32	-3,17	2,37	0	0,00	22	100	0	0,00	
	8		19	-3,57	-10,10	0,64	0	0,00	12	63,16	7	36,84	
	11		23	-1,27	-7,98	4,89	1	4,35	19	82,61	3	13,04	
	12		12	-4,44	-15,15	-1,10	0	0,00	7	58,33	5	41,67	
	13		54	-3,19	-9,79	2,54	0	0,00	31	57,41	23	42,59	
	14		10	-4,05	-7,24	-2,82	0	0,00	6	60,00	4	40,00	
	15		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	16		14	-4,57	-14,59	-1,18	0	0,00	8	57,14	6	42,86	
	17		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	18		78	-4,74	-13,09	6,65	2	2,56	30	38,46	46	58,98	
	19		53	-2,62	-8,62	1,75	0	0,00	34	64,15	19	35,85	
	20		55	-1,63	-23,11	1,16	0	0,00	51	92,73	4	7,27	
	21		148	0,17	-4,68	6,42	7	4,73	132	89,19	9	6,08	
	Est	22		12	-8,06	-10,55	-6,52	0	0,00	0	0,00	12	100
		23		46	-2,20	-5,01	2,32	0	0,00	40	86,96	6	13,04
24			7	-11,04	-18,73	-4,84	0	0,00	0	0,00	7	100	
25			n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
26			9	-9,34	-13,26	-4,02	0	0,00	0	0,00	9	100	
29			15	-10,86	-17,89	-4,35	0	0,00	0	0,00	15	100	
30			8	-11,35	-21,57	-4,42	0	0,00	0	0,00	8	100	
31			23	-4,95	-17,35	-0,35	0	0,00	10	43,48	13	56,52	
32			19	-5,15	-10,34	-1,80	0	0,00	10	52,63	9	47,37	
33			16	-2,18	-6,18	1,78	0	0,00	12	75,00	4	25,00	
34			29	-7,00	-22,03	0,14	0	0,00	13	44,83	16	55,17	
35			36	-2,71	-7,36	0,30	0	0,00	29	80,56	7	19,44	
36			197	-1,73	-18,71	3,45	0	0,00	161	81,73	36	18,27	
37			n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
38		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
40		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
Extr. Est	41-A	a	112	-0,62	-3,82	2,73	0	0,00	112	100	0	0,00	
	41-A	b	100	-1,38	-6,71	4,28	1	1,00	88	88,00	11	11,00	
	41-A	c	100	0,39	-15,63	14,52	22	22,00	65	65,00	13	13,00	
Extr. Nord	41-B	d	100	-3,95	-9,37	1,79	0	0,00	55	55,00	45	45,00	
	41-B	e	100	0,68	-10,23	6,99	15	15,00	77	77,00	8	8,00	
	41-B	f	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	

Annexe I - Tableau 8 - Évolution de la position du pied de plage des faces océaniques des îles coralliennes de l'atoll de Takaroa entre 1969 et 2013.

Exposition	Îles		Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM Mini.(m)	NSM Max. (m)	Transects en accréation		Transects stables		Transects en érosion	
	Numéro	Secteur					Nb	%	Nb	%	Nb	%
Nord	73		380	-2,07	-49,41	4,06	1	0,26	301	79,21	78	20,53
	74		15	-4,32	-10,09	0,75	0	0,00	8	53,33	7	46,67
	75-76		17	-1,55	-3,28	-0,45	0	0,00	17	100	0	0,00
	4		98	-4,07	-11,12	0,72	0	0,00	56	57,14	42	42,86
	8		179	-0,89	-9,38	11,00	13	7,26	137	76,54	29	16,20
	9		47	-3,76	-10,67	-1,26	0	0,00	35	74,47	12	25,53
	11		128	-5,89	-16,63	-0,76	0	0,00	52	40,62	76	59,38
	12		122	-3,95	-17,31	12,94	21	17,21	35	28,69	66	54,10
Ouest	14		108	-3,09	-15,95	2,51	0	0,00	79	73,15	29	26,85
	15		18	7,76	-5,95	15,46	14	77,78	2	11,11	2	11,11
	21		26	2,84	-1,80	7,57	6	23,08	20	76,92	0	0,00
Extr. Sud	27		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sud	30		95	1,15	-7,43	42,83	22	23,16	63	66,32	10	10,52
	33		77	2,01	-5,34	64,83	19	24,68	45	58,44	13	16,88
	35		4	-12,97	-32,24	-0,13	0	0,00	1	25,00	3	75,00
	36		5	-7,14	-13,00	0,89	0	0,00	1	20,00	4	80,00
	38		4	-0,90	-35,46	12,23	3	75,00	0	0,00	1	25,00
	39		20	-6,91	-12,52	-0,53	0	0,00	3	15,00	17	85,00
	Est	40		167	-0,37	-6,61	9,02	25	14,97	119	71,26	23
41			17	-3,85	-5,04	-1,8	0	0,00	8	47,06	9	52,94
43			88	-0,85	-5,71	2,85	0	0,00	82	93,18	6	6,82
45			16	-4,87	-6,21	-4,03	0	0,00	0	0,00	16	100
47			45	-6,72	-22,19	-3,1	0	0,00	4	8,89	41	91,11
48			24	-10,79	-17,46	-0,26	0	0,00	2	8,33	22	91,67
49			25	-4,93	-12,57	1,49	0	0,00	13	52,00	12	48,00
50			54	-2,34	-8,36	13,25	9	16,66	14	25,93	31	57,41
51			32	-2,77	-5,22	-0,14	0	0,00	26	81,25	6	18,75
52			43	-10,59	-21,72	-0,72	0	0,00	4	9,30	39	90,70
53			107	-2,24	-9,47	22,79	4	3,74	65	60,75	38	35,51
54			76	-1,76	-11,36	6,32	8	10,52	46	60,53	22	28,95
55			93	-5,98	-31,85	9,45	2	2,15	42	45,16	49	52,69
62			28	-13,32	-17,60	-2,22	0	0,00	1	3,57	27	96,43
65			23	-5,55	-9,11	-2,64	0	0,00	11	47,83	12	52,17
66			11	-20,40	-25,52	-16,22	0	0,00	0	0,00	11	100
67			24	-16,33	-20,44	-9,12	0	0,00	0	0,00	24	100
68			21	-6,67	-21,47	1,46	0	0,00	12	57,14	9	42,86
69			171	-0,49	-10,21	8,32	15	8,77	135	78,95	21	12,28
Extr. Nord-Est	70-A	a	156	0,06	-5,21	7,61	15	9,62	124	79,49	17	10,89
	70-A	b	164	-0,29	-7,00	5,66	15	9,15	134	81,71	15	9,14
	70-A	c	2	-7,64	-8,03	-7,25	0	0,00	0	0,00	2	100
	70-B	c	154	2,65	-8,88	9,37	59	38,31	88	57,14	7	4,55
70-B	d	136	-0,11	-8,79	7,14	32	23,53	80	58,82	24	17,65	
Extr. Nord	70-C	e	10	-1,88	-4,17	1,94	0	0,00	9	90,00	1	10,00
	70-C	f	118	-1,37	-6,72	5,1	10	8,47	88	74,58	20	16,95
	70-C	g	147	0,31	-10,68	8,26	30	20,41	107	72,79	10	6,80

Annexe I - Tableau 9 - Évolution de la position du pied de plage des faces lagunaires des îles coralliennes de l'atoll de Ahe entre 1993 et 2015.

Exposition	Îles		Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM Mini.(m)	NSM Max. (m)	Transects en accrétion		Transects stables		Transects en érosion	
	Numéro	Secteur					Nb	%	Nb	%	Nb	%
Nord	42		10	-0,97	-3,64	0,98	0	0,00	10	100	0	0,00
	43	g	18	-0,01	-2,31	0,99	0	0,00	18	100	0	0,00
	43	h	33	2,33	-19,39	9,93	12	36,36	19	57,58	2	6,06
	43	i	29	-0,22	-10,37	8,24	1	3,45	22	75,86	6	20,69
	43	j	27	-0,59	-9,32	6,74	1	3,70	21	77,78	5	18,52
	43	k	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	44		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	48		9	-2,6	-4,51	1,66	0	0,00	7	77,78	2	22,22
	49		36	4,03	-2,33	7,34	19	52,78	17	47,22	0	0,00
	50		19	2,12	-10,33	9,73	7	36,84	10	52,63	2	10,53
Ouest	51		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	52		39	-1,46	-21,85	5,14	5	12,82	24	61,54	10	25,64
	54		22	-2,21	-9,91	4,57	1	4,55	14	63,64	7	31,81
	55		19	-8,02	-9,82	-6,05	0	0,00	0	0,00	19	100
	56		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	58		29	1,33	-1,78	3,85	0	0,00	29	100	0	0,00
	59		9	0,37	-0,76	1,87	0	0,00	9	100	0	0,00
	60		11	2,31	0,84	3,91	0	0,00	11	100	0	0,00
	61		7	2,72	1,58	4,74	1	14,29	6	85,71	0	0,00
	63		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	64		14	2,46	-2,53	8,65	5	35,71	9	64,29	0	0,00
	65		8	-1,64	-3,93	-0,06	0	0,00	8	100	0	0,00
	66		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	68		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	69		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	70		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	71		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	72		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
73		4	-2,8	-3,6	-2,28	0	0,00	4	100	0	0,00	
76		16	-6,9	-9,67	-4,61	0	0,00	0	0,00	16	100	
Extr. Sud-Ouest	78		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Extr. Sud	79		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sud	80		8	-0,51	-2,15	0,65	0	0,00	8	100	0	0,00
	83		67	1,35	-2,58	8,43	10	14,93	57	85,07	0	0,00
	1		13	-1,67	-11,55	1,69	0	0,00	11	84,62	2	15,38
	5		17	-1,15	-5,97	0,97	0	0,00	16	94,12	1	5,88
	6		24	-0,56	-4,42	3,94	0	0,00	23	95,83	1	4,17
	8		8	-1,77	-18,88	3,85	0	0,00	6	75,00	2	25,00
	11		18	-2,72	-6,95	-1,06	0	0,00	15	83,33	3	16,67
	12		7	-3,92	-15,38	0,86	0	0,00	5	71,43	2	28,57
	13		49	-3,62	-70,91	10,87	5	10,20	35	71,43	9	18,37
	14		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	15		4	6,26	4,67	7,31	4	100	0	0,00	0	0,00
	16		11	-7,03	-34,87	0,3	0	0,00	5	45,45	6	54,55
	17		5	0,86	-1,81	6,43	1	20,00	4	80,00	0	0,00
	18		21	-2,93	-13,16	0,22	0	0,00	16	76,19	5	23,81
19		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
20		36	0,42	-10,01	7,93	4	11,11	30	83,33	2	5,56	
21		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Est	22		13	0,05	-8,33	3,01	0	0,00	11	84,62	2	15,38
	23		55	-2,13	-17,9	1,48	0	0,00	47	85,45	8	14,55
	24		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	25		7	-25,18	-30,65	-14,75	0	0,00	0	0,00	7	100
	26		4	-25,48	-31,71	-14,54	0	0,00	0	0,00	4	100

29	19	-2,26	-3,88	-0,94	0	0,00	19	100	0	0,00		
30	14	-1,89	-8,15	-0,08	0	0,00	12	85,71	2	14,29		
31	36	-2,8	-6,98	0,93	0	0,00	25	69,44	11	30,56		
32	23	-2,02	-4,5	0,23	0	0,00	22	95,65	1	4,35		
33	18	-1,99	-14,92	4,2	1	5,56	12	66,67	5	27,77		
34	36	-1,27	-26,56	5,2	6	16,67	25	69,44	5	13,89		
35	56	3,14	-3,09	7,12	25	44,64	31	55,36	0	0,00		
36	132	1,71	-5,27	8,59	20	15,15	110	83,33	2	1,52		
37	17	3,28	-6,36	35,41	3	17,65	11	64,70	3	17,65		
38	10	1,97	-1,38	3,11	0	0,00	10	100	0	0,00		
40	45	-0,98	-3,21	3,09	0	0,00	45	100	0	0,00		
Extr. Est	41-A	a	70	0,9	-21,9	5,72	2	2,86	67	95,71	1	1,43
	41-A	b	76	-2,27	-5,56	1,86	0	0,00	68	89,47	8	10,53
	41-A	c	27	-2,52	-3,75	-0,59	0	0,00	27	100	0	0,00
Extr. Nord	41-B	d	21	-1,89	-6,72	0,19	0	0,00	17	80,95	4	19,05
	41-B	e	54	2,24	-1,19	4,85	11	20,37	43	79,63	0	0,00
	41-B	f	113	0,84	-33,87	14,03	28	24,78	73	64,60	12	10,62

Annexe I - Tableau 10 - Évolution de la position du pied de plage des faces lagunaires des îles coralliennes de l'atoll de Takaroa entre 1969 et 2013.

Exposition	Îles		Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM Mini.(m)	NSM Max. (m)	Transects en accrétion		Transects stables		Transects en érosion		
	Numéro	Secteur					Nb	%	Nb	%	Nb	%	
Nord	73		71	-3,31	-8,81	1,53	0	0,00	46	64,79	25	35,21	
	74		15	-1,54	-6,22	1,55	0	0,00	13	86,67	2	13,33	
	75		66	-3,09	-14,98	2,65	0	0,00	52	78,79	14	21,21	
	1		25	-2,85	-10,4	1,36	0	0,00	18	72,00	7	28,00	
	3		20	4,97	-27,06	14,53	14	70,00	3	15,00	3	15,00	
	4		93	-2,36	-10,28	7,42	9	9,68	57	61,29	27	29,03	
	8		162	1,56	-11,56	41,06	40	24,69	73	45,06	49	30,25	
	9		29	-6,99	-30,59	15,77	6	20,69	3	10,34	20	68,97	
	11		46	-1,37	-14,00	12,96	7	15,22	23	50,00	16	34,78	
	12		73	1,50	-17,12	105,48	10	13,69	33	45,21	30	41,10	
	Ouest	14		5	2,56	-7,06	23,48	2	40,00	0	0,00	3	60,00
		24		2	-3,24	-3,96	-2,52	0	0,00	2	100	0	0,00
Extr. Sud	27		16	-1,28	-7,9	9,32	1	6,25	11	68,75	4	25,00	
Est	55		16	-3,58	-9,08	-0,44	0	0,00	9	56,25	7	43,75	
	57		5	-0,57	-2,49	0,72	0	0,00	5	100	0	0,00	

3. Évolution de la largeur des plages

Annexe I - Tableau 11 – Évolution de la largeur des plages des faces océaniques des îles coralliennes d'atolls du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu. Les évolutions de largeur nettes ont été calculées à l'échelle des périodes d'étude, lesquelles varient pour chaque atoll.

Exposition	Îles et secteurs d'îles	Nb. de transects	Largeur (m)			Nb. de transects	Largeur (m)			Evolution			Comportement
			Moyenne	Mini.	Max.		Moyenne	Mini.	Max.	Evolution Nette (m)	Taux d'évolution (%)	Taux d'évolution décennal	
	Ahe	1993	2015										
Nord	42g	11	13,05	12,38	14,48	22	11,43	0,06	17,01	-1,62	-12,41	-5,64	Maintien
	43g	13	26,88	19,07	40,42	10	32,58	2,29	64,14	5,70	21,21	9,64	Maintien
	43h	101	23,07	12,65	40,6	101	15,88	7,31	43,92	-7,19	-31,17	-14,17	Maintien
	43i	96	16,61	2,72	39,3	96	15,18	8,8	34,28	-1,43	-8,61	-3,91	Maintien
	43j	104	24,63	14,99	42,58	104	16,99	7,75	34,37	-7,64	-31,02	-14,10	Maintien
	44	131	15,54	3,88	40,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	50	26	19,55	0,52	30,86	25	18,16	4,07	42,67	-1,39	-7,11	-3,23	Maintien
Ouest	51	48	16,42	6,98	40,49	42	9,38	2,09	17,37	-7,04	-42,87	-19,49	Maintien
	52	58	43,32	26,05	79,95	59	15,22	1,72	31,88	-28,1	-64,87	-29,49	Contraction
	54	11	14,65	0,92	26,68	14	7,76	0,16	12,75	-6,89	-47,03	-21,38	Maintien
	58	24	16,03	0,87	42,62	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	61	1	1,89	1,89	1,89	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	76	20	13,97	2,34	21,41	20	12,36	0,11	19,75	-1,61	-11,52	-5,24	Maintien
S-O	78	53	33,63	5,47	63,12	56	16,14	6,88	34,84	-17,49	-52,01	-23,64	Contraction
Extr. S	79	192	12,80	0,21	31,28	234	6,06	0,04	18,25	-6,74	-52,66	-23,94	Maintien
Sud	80	45	10,95	2,83	21,99	37	4,12	1,58	10,7	-6,83	-62,37	-28,35	Maintien
	83	83	6,14	1,83	14,54	33	4,51	0,22	9,79	-1,63	-26,55	-12,07	Maintien
	1	51	4,57	1,53	9,26	37	2,90	0,07	7,67	-1,67	-36,54	-16,61	Maintien
	5	19	8,90	5,06	23,22	19	3,55	1,73	6,07	-5,35	-60,11	-27,32	Maintien
	6	22	4,32	2,77	6,47	22	4,51	2,02	8,37	0,19	4,40	2,00	Maintien
	8	19	5,00	3,13	7,72	19	5,99	3,76	8,84	0,99	19,8	9,00	Maintien
	11	23	7,99	4,37	13,03	23	7,99	3,23	12,7	0,00	0,00	0,00	Maintien
	12	12	9,12	4,4	23,76	12	7,87	5,82	11,21	-1,25	-13,71	-6,23	Maintien
	13	57	5,65	2,16	12,48	57	3,50	1,24	11,99	-2,15	-38,05	-17,30	Maintien
	14	10	6,66	5,63	8,85	10	2,98	1,66	4,29	-3,68	-55,26	-25,12	Maintien
	15	7	2,37	1,14	3,57	7	3,61	2,59	4,66	1,24	52,32	23,78	Maintien
	16	14	6,87	3,04	15,61	14	3,32	2,81	4,21	-3,55	-51,67	-23,49	Maintien
	18	78	8,72	3,25	24,85	78	3,66	0,00	17,2	-5,06	-58,03	-26,38	Maintien
	19	55	10,54	4,66	16,2	53	4,40	0,00	13,9	-6,14	-58,25	-26,48	Maintien
20	55	6,66	1,98	28,52	63	4,67	0,00	16,71	-1,99	-29,88	-13,58	Maintien	
21	156	7,96	2,43	21,46	156	7,42	3,85	13,09	-0,54	-6,78	-3,08	Maintien	

Est	22	12	7,33	6,12	9,6	12	4,61	3,53	6,26	-2,72	-37,11	-16,87	Maintien	
	23	56	6,02	2,85	11,03	49	4,94	0,03	8,08	-1,08	-17,94	-8,15	Maintien	
	24	10	7,01	3,18	9,75	8	3,41	2,14	5,42	-3,60	-51,36	-23,35	Maintien	
	25	2	13,16	5,72	20,59	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	26	11	7,54	3,67	19,3	12	4,47	1,75	10,76	-3,07	-40,72	-18,51	Maintien	
	29	19	9,02	3,59	14,6	18	6,13	2,59	14,83	-2,89	-32,04	-14,56	Maintien	
	30	10	17,65	5,65	47,26	10	7,04	3,07	17,66	-10,61	-60,11	-27,32	Contraction	
	31	30	6,98	2,74	18,43	30	6,66	3,69	16,42	-0,32	-4,58	-2,08	Maintien	
	32	22	6,34	3,65	9,74	22	7,76	4,20	13,82	1,42	22,40	10,18	Maintien	
	33	27	4,19	2,07	16,3	18	2,79	0,34	5,66	-1,40	-33,41	-15,19	Maintien	
	34	31	7,79	3,13	13,41	31	4,50	2,35	7,21	-3,29	-42,23	-19,20	Maintien	
	35	45	10,25	4,64	13,93	45	6,31	3,64	9,53	-3,94	-38,44	-17,47	Maintien	
	36	198	10,57	2,91	28,05	198	9,00	1,07	19,65	-1,57	-14,85	-6,75	Maintien	
	37	18	25,13	8,26	54,35	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	21	4,98	0,18	12,19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
N-E	41-A-a	120	12,00	4,36	21,62	113	10,98	2,07	21,48	-1,02	-8,5	-3,86	Maintien	
	41-A-b	100	18,73	9,94	36,24	100	13,26	4,82	25,58	-5,47	-29,2	-13,27	Maintien	
	41-A-c	100	23,08	12,08	37,72	100	15,13	5,21	38,7	-7,95	-34,45	-15,66	Maintien	
Extr. N	41-B-d	100	28,69	17,94	47,23	100	14,47	5,42	37,17	-14,22	-49,56	-22,53	Contraction	
	41-B-e	100	36,32	18,31	58,37	100	22,87	7,82	42,73	-13,45	-37,03	-16,83	Contraction	
	41-B-f	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Takaroa		1969					2013							
Nord	73	262	14,65	3,83	71,84	327	14,03	5,47	29,18	-0,62	-4,23	-0,96	Maintien	
	74	9	9,39	6,88	12,34	19	8,17	5,90	11,88	-1,22	-12,99	-2,95	Maintien	
	75-76	8	11,38	9,67	13,45	60	6,13	0,00	12,69	-5,25	-46,13	-10,48	Maintien	
	4	54	6,86	3,96	13,95	109	9,13	5,57	18,45	2,27	33,09	7,52	Maintien	
	8	140	11,19	0,00	24,77	155	8,48	0,00	19,11	-2,71	-24,22	-5,50	Maintien	
	9	17	10,28	7,94	12,60	65	5,03	0,00	10,36	-5,25	-51,07	-11,61	Maintien	
	11	42	15,02	9,52	24,31	95	8,71	4,60	15,57	-6,31	-42,01	-9,55	Maintien	
	12	46	21,61	9,08	33,74	132	9,84	4,71	20,28	-11,77	-54,47	-12,38	Contraction	
Ouest	14	108	15,97	8,93	26,04	115	5,25	1,60	10,92	-10,72	-67,13	-15,26	Contraction	
	15	19	5,24	0,72	19,23	67	0,00	0,00	0,00	-5,24	-100	-22,73	Maintien	
Sud	30	96	19,64	8,92	150,38	96	10,09	5,27	30,11	-9,55	-48,63	-11,05	Contraction	
	33	76	12,40	7,56	18,80	82	11,03	3,05	59,49	-1,37	-11,05	-2,51	Maintien	
	35	5	21,89	16,16	27,73	5	21,36	0,00	37,78	-0,53	-2,42	-0,55	Maintien	
	36	5	24,29	15,36	35,33	6	16,15	7,43	25,32	-8,14	-33,51	-7,62	Contraction	
	38	3	10,08	9,24	11,48	4	40,25	7,85	54,33	30,17	299,31	68,02	Extension	
	39	20	12,70	5,14	20,49	20	6,14	3,13	8,82	-6,56	-51,65	-11,74	Maintien	
Est	40	165	12,71	8,17	21,44	198	12,71	5,51	25,86	0,00	0,00	0,00	Maintien	
	41	16	8,53	6,15	9,73	18	9,25	7,18	10,52	0,72	8,44	1,92	Maintien	
	43	89	10,17	7,00	15,71	93	14,35	8,40	20,44	4,18	41,10	9,34	Maintien	
	45	17	12,97	11,04	16,17	81	10,84	6,81	14,82	-2,13	-16,42	-3,73	Maintien	
	47	42	10,85	6,92	22,82	45	9,28	7,59	12,17	-1,57	-14,47	-3,29	Maintien	

	48	18	14,69	7,32	23,39	24	11,07	8,07	13,46	-3,62	-24,64	-5,60	Maintien
	49	26	10,29	6,09	16,60	26	8,65	5,49	12,09	-1,64	-15,94	-3,62	Maintien
	50	55	11,39	6,00	35,64	62	12,60	7,94	24,99	1,21	10,62	2,41	Maintien
	51	33	11,69	7,40	16,68	33	10,77	6,92	14,54	-0,92	-7,87	-1,79	Maintien
	52	24	18,52	9,40	27,10	44	11,38	4,65	15,48	-7,14	-38,55	-8,76	Maintien
	53	101	12,47	3,56	65,10	175	13,41	3,73	99,99	0,94	7,54	1,71	Maintien
	54	72	8,89	3,63	24,96	76	12,52	6,05	24,25	3,63	40,83	9,28	Maintien
	55	54	13,15	8,01	34,81	90	12,68	7,05	50,31	-0,47	-3,57	-0,81	Maintien
	62	3	14,88	10,00	23,90	34	13,97	9,51	31,10	-0,91	-6,12	-1,39	Maintien
	65	12	10,29	7,83	11,43	39	12,03	10,34	15,21	1,74	16,91	3,84	Maintien
	68	13	9,81	7,26	12,78	17	11,16	8,16	20,84	1,35	13,76	3,13	Maintien
	69	145	13,58	6,01	73,11	292	14,09	6,85	76,07	0,51	3,76	0,85	Maintien
Extr. N-E	70-A-a	124	13,42	5,58	23,12	166	13,42	8,32	23,26	0,00	0,00	0,00	Maintien
	70-A-b	110	15,21	8,62	25,86	152	13,19	8,37	22,76	-2,02	-13,28	-3,02	Maintien
Extr. N	70-B-c	150	12,92	4,89	33,75	140	13,36	8,74	23,18	0,44	3,41	0,77	Maintien
	70-B-d	115	16,85	4,97	37,28	111	17,03	10,04	24,69	0,18	1,07	0,24	Maintien
Extr. N-O	70-D-e	3	12,36	6,80	16,80	169	20,02	8,47	36,85	7,66	61,97	14,09	Maintien
	70-D-f	101	13,98	6,54	21,82	180	16,01	8,00	27,92	2,03	14,52	3,30	Maintien
	70-D-g	133	16,36	8,48	27,10	190	14,77	4,24	32,25	-1,59	-9,72	-2,21	Maintien
	Takapoto	1969				2013							
Nord	33	181	22,85	10,04	42,87	196	14,38	4,06	35,76	-8,47	-37,07	-8,42	Contraction
	47	80	18,41	9,18	43,13	80	9,03	3,06	21,81	-9,38	-50,95	-11,58	Contraction
	48	19	53,76	40,77	72,99	23	2,64	0,00	11,78	-51,12	-95,09	-21,61	Contraction
Ouest	1-49-A-a	24	25,46	16,41	66,98	24	9,00	6,44	15,46	-16,46	-64,65	-14,69	Contraction
	1-49-A-b	19	30,61	20,14	50,6	201	12,84	5,64	31,91	-17,77	-58,05	-13,19	Contraction
	1-49-A-c	93	27,51	14,23	44,18	202	12,96	4,20	26,64	-14,55	-52,89	-12,02	Contraction
	1-49-A-d	127	27,18	12,16	40,79	199	16,75	4,58	31,21	-10,43	-38,37	-8,72	Contraction
	1-49-A-e	128	35,71	22,26	53,22	196	15,75	5,32	31,92	-19,96	-55,89	-12,7	Contraction
	1-49-A-f	193	30,50	14,29	52,93	199	11,97	4,24	25,25	-18,53	-60,75	-13,81	Contraction
	1-49-A-g	156	28,15	18,2	42,37	200	11,57	4,37	40,77	-16,58	-58,90	-13,39	Contraction
Extr. S	1-49-B-h	62	20,88	9,52	29,53	204	10,78	0,00	21,65	-10,10	-48,37	-10,99	Contraction
	1-49-B-i	203	16,38	5,75	31,8	196	7,50	0,00	19,99	-8,88	-54,21	-12,32	Contraction
Sud	1-49-C-j	181	11,71	2,48	79,04	181	9,79	3,42	27,59	-1,92	-16,4	-3,73	Maintien
	1-49-C-k	88	16,53	4,44	50,34	213	11,20	3,16	33,92	-5,33	-32,24	-7,33	Maintien
	1-49-C-l	16	13,05	11,47	14,91	152	11,50	3,41	18,99	-1,55	-11,88	-2,70	Maintien
	1-49-C-m	79	15,55	8,77	60,95	82	11,55	7,02	31,72	-4,00	-25,72	-5,85	Maintien
Est	2	136	12,58	3,33	27,38	149	10,57	0,00	23,93	-2,01	-15,98	-3,63	Maintien
	3	8	37,20	16,43	56,23	9	5,68	0,00	11,96	-31,52	-84,73	-19,26	Contraction
	4	7	61,19	41,46	81,37	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	5	12	31,29	22,05	47,72	13	5,37	0,00	9,64	-25,92	-82,84	-18,83	Contraction
	6-7-8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	160	12,08	0,00	38,39	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	56	5,96	0,00	12,46	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	10	22	11,12	4,69	29,64	22	8,45	4,26	34,95	-2,67	-24,01	-5,46	Maintien

	12	60	12,43	7,83	26,3	61	8,93	4,79	21,22	-3,50	-28,16	-6,40	Maintien
	20	47	10,07	4,90	16,99	47	6,20	0,00	22,29	-3,87	-38,43	-8,73	Maintien
	21	13	8,45	5,77	13,15	28	2,33	0,00	8,45	-6,12	-72,43	-16,46	Maintien
	26	32	23,60	3,90	82,93	32	10,26	3,54	46,41	-13,34	-56,53	-12,85	Contraction
	27	23	14,16	7,51	44,58	24	8,84	5,63	34,32	-5,32	-37,57	-8,54	Maintien
	28	44	20,85	5,39	45,66	44	5,27	1,91	9,75	-15,58	-74,72	-16,98	Contraction
Extr. N-E	30A-n	136	12,01	0,92	74,28	136	9,05	0,00	32,36	-2,96	-24,65	-5,60	Maintien
	30A-o	180	12,74	5,37	24,57	180	9,53	3,07	18,55	-3,21	-25,20	-5,73	Maintien
Extr. N	30B-p	196	30,51	14,21	57,17	196	9,20	0,00	20,67	-21,31	-69,85	-15,87	Contraction
	30B-q	198	32,40	11,81	65,92	197	15,05	7,17	25,2	-17,35	-53,55	-12,17	Contraction
Extr. N-O	30C-r	26	34,51	29,3	36,11	201	15,90	8,31	32,25	-18,61	-53,93	-12,26	Contraction
	Mataiva	1976				2013							
Nord	13B	620	19,46	1,60	49,95	515	15,84	1,70	39,04	-3,62	-18,60	-5,03	Maintien
Ouest	13A	133	45,52	24,41	77,5	9	26,44	23,40	30,40	-19,08	-41,92	-11,33	Contraction
Sud	1	206	17,08	3,60	78,09	237	17,68	4,57	101,66	0,60	3,51	0,95	Maintien
	2	102	29,22	8,21	420,36	97	25,46	8,92	289,77	-3,76	-12,87	-3,48	Maintien
	3	80	32,84	11,40	106,62	79	20,76	4,96	106,41	-12,08	-36,78	-9,94	Contraction
	5	166	26,54	14,44	93,87	166	25,02	5,96	61,23	-1,52	-5,73	-1,55	Maintien
	13D	217	34,11	19,89	98,84	217	25,96	3,94	53,68	-8,15	-23,89	-6,46	Contraction
Est	13C	201	21,79	4,44	40,60	145	16,10	1,52	32,07	-5,69	-26,11	-7,06	Maintien

Annexe II - Trajectoire d'évolution pluridécennale des îles coralliennes d'atolls : de l'influence des facteurs météo-marins de forte intensité

Annexe II - Tableau 1 - Évolution de la position de la limite de végétation sur les faces océaniques et lagunaires des îles coralliennes de l'atoll de Ahe.

Exposition	Îles		Face océanique							Face lagunaire								
			Nombre de transects	NSM moyen (m)	Transects en accrétion		Transects stables		Transects en érosion		Nombre de transects	NSM moyen (m)	Transects en accrétion		Transects stables		Transects en érosion	
	Nb	%			Nb	%	Nb	%	Nb	%			Nb	%	Nb	%		
1961 - 1981																		
Nord	50		36	3,57	15	41,67	17	47,22	4	11,11	38	1,22	5	13,16	32	84,21	1	2,63
Ouest	51		67	65,43	41	73,21	15	26,79	0	0,00	83	-2,72	1	1,21	52	62,65	30	36,14
	52		59	8,21	41	57,75	25	35,21	5	7,04	63	-2,74	0	0,00	40	63,49	23	36,51
	54		18	14,20	6	100	0	0,00	0	0,00	23	-2,05	1	4,35	18	78,26	4	17,39
Sud	83		86	1,18	13	15,12	71	82,56	2	2,32	64	-2,76	2	3,12	42	65,63	20	31,25
	1	Village	68	-2,17	0	0,00	48	70,59	20	29,41	52	2,56	12	23,53	36	70,59	3	5,88
1981 - 1984 (Février 1983 : Cyclone Tropical Orama)																		
Nord	50		36	-2,00	0	0,00	25	69,44	11	30,56	10	-2,30	0	0,00	10	100	0	0,00
Ouest	51		82	-7,64	0	0,00	46	56,10	36	43,90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	52		21	-20,40	0	0,00	8	38,10	13	61,90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	54		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	20	-3,03	0	0,00	12	60,00	8	40,00
Sud	83		86	-27,43	0	0,00	0	0,00	86	100	19	-0,59	0	0,00	19	100	0	0,00
	1	Village	68	-10,93	0	0,00	16	23,53	52	76,47	18	1,14	6	33,33	11	61,11	1	6,00
	5		19	-27,83	0	0,00	0	0,00	19	100	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
1984 - 1993																		
Nord	42		22	2,96	6	27,27	16	72,73	0	0,00	22	3,02	8	36,36	14	63,64	0	0,00
	43	g h i j	14	1,60	0	0,00	14	100	0	0,00	16	8,55	4	25,00	12	75,00	0	0,00
			100	0,10	19	19,00	69	69,00	12	12,00	100	3,46	57	57,00	37	37,00	6	6,00
			96	1,57	26	27,08	66	68,75	4	4,17	89	2,79	30	33,71	55	61,80	4	4,49
			104	3,67	36	34,62	66	63,46	2	1,92	106	0,69	22	20,75	71	66,98	13	12,26
	48		14	5,07	10	71,43	4	28,57	0	0,00	26	-7,05	0	0,00	2	7,69	24	92,31
	49		50	-7,78	0	0,00	11	22,00	39	78,00	51	0,30	2	3,92	46	90,20	3	5,88
50		36	1,61	6	16,67	30	83,33	0	0,00	38	-2,09	2	5,26	26	68,42	10	26,32	
Ouest	51		82	0,75	24	29,26	29	35,37	29	35,37	82	-0,49	6	7,32	67	81,70	9	10,98
	52		60	-1,79	13	21,66	22	36,67	25	41,67	63	-2,54	0	0,00	48	76,19	15	23,81
	54		24	27,73	19	79,17	3	12,50	2	8,33	23	-0,56	3	13,04	17	73,92	3	13,04
	55		22	19,83	21	95,45	1	4,55	0	0,00	19	-2,40	1	5,26	12	63,16	6	31,58
	56		18	36,63	18	100	0	0,00	0	0,00	18	1,84	4	22,22	14	77,78	0	0,00
	58		40	31,51	39	97,50	1	2,50	0	0,00	36	3,57	17	47,22	18	50,00	1	2,78
	59		7	31,69	7	100	0	0,00	0	0,00	10	5,53	7	70,00	3	30,00	0	0,00

60		13	4,75	4	30,77	9	69,23	0	0,00	11	8,29	10	90,91	1	9,09	0	0,00
61		28	12,05	16	57,14	12	42,86	0	0,00	20	2,94	7	35,00	13	65,00	0	0,00
62		6	7,05	3	50,00	3	50,00	0	0,00	5	18,9	5	100	0	0,00	0	0,00
63		13	7,50	8	61,54	3	23,08	2	15,38	18	2,41	5	27,78	13	72,22	0	0,00
64		19	7,11	15	78,95	4	21,05	0	0,00	21	0,38	0	0,00	20	95,24	1	4,76
65		14	15,60	14	100	0	0,00	0	0,00	20	4,15	9	45,00	11	55,00	0	0,00
66		19	5,97	6	31,58	10	52,63	3	15,79	21	8,78	14	66,67	7	33,33	0	0,00
68		25	39,43	25	100	0	0,00	0	0,00	24	2,31	1	4,17	23	95,83	0	0,00
69		14	33,15	10	71,43	4	28,57	0	0,00	15	0,93	2	13,33	13	86,67	0	0,00
70		11	-1,25	2	18,18	7	63,64	2	18,18	13	4,81	6	46,15	7	53,85	0	0,00
71		19	48,41	19	100	0	0,00	0	0,00	16	5,02	7	43,75	9	56,25	0	0,00
72		27	26,36	25	92,59	2	7,41	0	0,00	24	-2,29	0	0,00	18	75,00	6	25,00
73		30	24,93	27	90,00	3	10,00	0	0,00	37	-6,84	3	8,11	25	67,57	9	24,32
76		36	31,93	36	100	0	0,00	0	0,00	49	9,98	22	44,90	26	53,06	1	2,04
Extr. Sud-Ouest	78	56	37,94	56	100	0	0,00	0	0,00	50	-2,33	0	0,00	36	72,00	14	28,00
Extr. Sud	79	237	20,08	209	88,19	28	11,81	0	0,00	203	1,16	48	23,65	147	72,41	8	3,94
Sud	80	45	5,23	24	53,33	21	46,67	0	0,00	50	5,12	18	36,00	32	64,00	0	0,00
	83	83	12,13	70	84,34	13	15,66	0	0,00	92	-1,64	2	2,17	82	89,13	8	8,70
1 Village		52	8,09	41	78,85	10	19,23	1	1,92	52	-0,94	12	23,08	32	61,54	8	15,38
	5	19	23,66	19	100	0	0,00	0	0,00	17	7,95	10	58,82	7	41,18	0	0,00
	6	20	11,44	18	90,00	2	10,00	0	0,00	22	2,98	4	18,18	18	81,82	0	0,00
	8	19	4,67	9	47,37	9	47,37	1	5,26	17	21,72	12	70,59	5	29,41	0	0,00
	11	23	4,99	15	65,22	8	34,78	0	0,00	24	-0,75	0	0,00	22	91,67	2	8,33
	12	12	5,79	8	66,67	4	33,33	0	0,00	12	2,36	3	25,00	8	66,67	1	8,33
	13	55	10,12	32	58,18	23	41,82	0	0,00	55	3,45	11	20,00	44	80,00	0	0,00
	14	6	54,44	6	100	0	0,00	0	0,00	1	11,09	1	100	0	0,00	0	0,00
	15	3	35,70	3	100	0	0,00	0	0,00	9	17,12	8	88,89	1	11,11	0	0,00
	16	6	46,82	6	100	0	0,00	0	0,00	6	1,32	1	16,67	5	83,33	0	0,00
	17	9	28,99	9	100	0	0,00	0	0,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	18	75	34,56	74	98,67	1	1,33	0	0,00	68	5,21	23	33,82	38	55,89	7	10,29
	19	53	34,95	52	98,11	1	1,89	0	0,00	65	11,61	45	69,23	19	29,23	1	1,54
	20	57	26,44	47	82,46	10	17,54	0	0,00	59	12,17	39	66,10	20	33,90	0	0,00
	21	148	10,25	51	34,46	91	61,49	6	4,05	141	2,69	36	25,53	98	69,51	7	4,96
Est	22	9	16,76	9	100	0	0,00	0	0,00	10	27,56	10	100	0	0,00	0	0,00
	23	52	16,38	44	84,62	8	15,38	0	0,00	56	7,76	23	41,07	33	58,93	0	0,00
	24	8	37,24	8	100	0	0,00	0	0,00	6	0,03	1	16,67	4	66,66	1	16,67
	25	2	14,58	2	100	0	0,00	0	0,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	26	10	23,43	9	90,00	1	10,00	0	0,00	4	8,67	3	75,00	1	25,00	0	0,00
	29	14	9,92	8	57,14	6	42,86	0	0,00	14	2,23	7	50,00	2	14,29	5	35,71

30		9	12,65	6	66,67	3	33,33	0	0,00	9	9,10	7	77,78	2	22,22	0	0,00	
31		22	3,92	7	31,82	15	68,18	0	0,00	23	6,48	12	52,17	11	47,83	0	0,00	
32		22	17,70	20	90,91	2	9,09	0	0,00	23	4,40	4	17,39	19	82,61	0	0,00	
33		24	3,26	8	33,33	16	66,67	0	0,00	19	-1,16	1	5,26	16	84,21	2	10,53	
34		25	4,88	13	52,00	12	48,00	0	0,00	24	13,84	24	100	0	0,00	0	0,00	
35		43	15,88	42	97,67	1	2,33	0	0,00	48	1,46	5	10,42	43	89,58	0	0,00	
36		152	14,05	136	89,47	16	10,53	0	0,00	168	1,32	24	14,29	117	69,64	27	16,07	
37		18	7,06	12	66,67	6	33,33	0	0,00	17	5,01	8	47,06	9	52,94	0	0,00	
38		7	8,34	4	57,14	3	42,86	0	0,00	10	4,18	5	50,00	5	50,00	0	0,00	
39		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
40		79	16,69	79	100	0	0,00	0	0,00	75	-2,51	2	2,67	51	68,00	22	29,33	
Extr. Nord-Est	41-A	a	119	17,45	83	69,75	35	29,41	1	0,84	120	5,12	34	28,33	76	63,33	10	8,33
	41-A	b	100	18,79	91	91,00	9	9,00	0	0,00	93	0,68	7	7,53	86	92,47	0	0,00
	41-A	c	100	7,25	37	37,00	63	63,00	0	0,00	61	-1,05	0	0,00	55	90,16	6	9,84
Extr. Nord	41-B	d	100	2,63	41	41,00	45	45,00	14	14,00	102	-1,21	0	0,00	94	92,16	8	7,84
	41-B	e	100	5,62	48	48,00	50	50,00	2	2,00	101	3,85	47	46,53	47	46,53	7	6,93
1993 - 2015																		
Nord	42		22	-21,56	0	0,00	8	36,36	14	63,64	22	1,56	1	4,55	21	95,45	0	0,00
	43	g	13	-98,22	0	0,00	0	0,00	13	100	18	2,57	4	22,22	14	77,78	0	0,00
		h	101	-18,30	31	30,69	21	20,79	49	48,51	100	0,46	13	13,00	70	70,00	17	17,00
		i	96	-0,11	20	20,83	54	56,25	22	22,92	93	-0,14	8	8,60	73	78,50	12	12,90
		j	104	0,41	15	14,42	79	75,96	10	9,62	106	-0,22	3	2,83	96	90,57	7	6,60
	48		14	-5,62	0	0,00	3	21,43	11	78,57	21	5,03	17	80,95	4	19,05	0	0,00
	49		50	0,39	0	0,00	49	98,00	1	2,00	51	-2,97	0	0,00	35	68,63	16	31,37
	50		36	1,90	7	19,44	29	80,56	0	0,00	38	3,53	15	39,47	19	50,00	4	10,53
Ouest	51		82	3,33	24	29,27	45	54,88	13	15,85	82	-0,81	3	3,66	61	74,39	18	21,95
	52		60	32,76	59	98,33	1	1,67	0	0,00	63	-0,98	13	20,63	40	63,50	10	15,87
	54		24	2,24	14	58,34	5	20,83	5	20,83	23	4,77	11	47,83	12	52,17	0	0,00
	55		22	-2,73	2	9,09	13	59,09	7	31,82	19	13,26	19	100	0	0,00	0	0,00
	56		19	-0,40	0	0,00	18	94,74	1	5,26	18	7,17	14	77,78	4	22,22	0	0,00
	58		40	-11,93	11	27,50	19	47,50	10	25,00	36	-1,32	1	2,78	28	77,78	7	19,44
	59		10	5,11	5	50,00	5	50,00	0	0,00	10	1,92	3	30,00	6	60,00	1	10,00
	60		13	0,97	0	0,00	13	100	0	0,00	11	5	3	27,27	8	72,73	0	0,00
	61		28	0,51	6	21,43	18	64,29	4	14,28	20	1,08	0	0,00	20	100	0	0,00
	62		6	0,43	0	0,00	6	100	0	0,00	5	0	0	0,00	5	100	0	0,00
	63		13	-0,43	0	0,00	13	100	0	0,00	18	-2,79	0	0,00	13	72,22	5	27,78
	64		19	-1,23	2	10,53	11	57,89	6	31,58	21	-3,31	0	0,00	11	52,38	10	47,62
	65		15	-6,29	2	13,33	6	40,00	7	46,67	20	-2,53	1	5,00	14	70,00	5	25,00
	66		19	3,01	5	26,32	14	73,68	0	0,00	20	-1,88	0	0,00	16	80,00	4	20,00

68		25	10,59	15	60,00	10	40,00	0	0,00	24	-1,56	0	0,00	22	91,67	2	8,33
69		14	23,02	12	85,72	1	7,14	1	7,14	15	-5,02	0	0,00	8	53,33	7	46,67
70		11	-7,80	0	0,00	6	54,55	5	45,45	13	2,48	3	23,08	10	76,92	0	0,00
71		19	-2,01	0	0,00	13	68,42	6	31,58	16	-1,01	0	0,00	16	100	0	0,00
72		27	4,78	13	48,15	14	51,85	0	0,00	24	-2,86	0	0,00	17	70,83	7	29,17
73		32	-3,71	0	0,00	22	68,75	10	31,25	42	1,78	6	14,29	36	85,71	0	0,00
76		36	1,73	7	19,44	27	75,00	2	5,56	49	13,99	27	55,10	21	42,86	1	2,04
Extr. Sud-Ouest	78	61	0,30	20	32,79	24	39,34	17	27,87	50	0,14	0	0,00	46	92,00	4	8,00
Extr. Sud	79	246	6,12	133	54,07	97	39,43	16	6,50	203	0,60	45	22,17	130	64,04	28	13,79
Sud	80	45	2,80	18	40,00	21	46,67	6	13,33	50	3,02	15	30,00	35	70,00	0	0,00
83		83	9,99	61	73,50	21	25,30	1	1,20	92	-0,53	3	3,26	88	95,65	1	1,09
1 Village	52	-0,33	8	15,38	32	61,54	12	23,08	52	4,19	19	36,54	33	63,46	0	0,00	
5		19	-2,12	0	0,00	14	73,68	5	26,32	17	1,94	1	5,88	16	94,12	0	0,00
6		22	-0,24	0	0,00	22	100	0	0,00	24	2,15	1	4,17	23	95,83	0	0,00
8		19	2,38	9	47,37	6	31,58	4	21,05	18	5,03	4	22,22	14	77,78	0	0,00
11		23	2,17	3	13,04	20	86,96	0	0,00	19	2,62	4	21,05	15	78,95	0	0,00
12		12	3,13	3	25,00	9	75,00	0	0,00	13	1,18	1	7,69	12	92,31	0	0,00
13		57	9,07	44	77,19	13	22,81	0	0,00	61	0,68	11	18,03	42	68,86	8	13,11
14		10	7,24	8	80,00	2	20,00	0	0,00	7	29,32	5	71,43	2	28,57	0	0,00
15		7	4,55	4	57,14	3	42,86	0	0,00	9	-0,24	1	11,11	2	22,22	6	66,67
16		14	-0,17	0	0,00	14	100	0	0,00	13	10,23	7	53,85	6	46,15	0	0,00
17		11	-1,05	1	9,09	7	63,64	3	27,27	10	7,69	3	30,00	7	70,00	0	0,00
18		82	9,01	62	75,61	20	24,39	0	0,00	82	6,66	41	50,00	41	50,00	0	0,00
19		57	13,78	47	82,46	10	17,54	0	0,00	67	1,86	12	17,91	55	82,09	0	0,00
20		63	5,07	21	33,33	42	66,67	0	0,00	61	4,06	20	32,79	40	65,57	1	1,64
21		156	6,17	49	31,41	107	68,59	0	0,00	146	1,49	14	9,59	131	89,73	1	0,68
Est	22	12	0,19	2	16,67	8	66,66	2	16,67	13	9,54	11	84,62	2	15,38	0	0,00
23		56	1,19	7	12,50	47	83,93	2	3,57	57	3,25	16	28,07	41	71,93	0	0,00
24		10	3,96	5	50,00	5	50,00	0	0,00	12	6,91	9	75,00	2	16,67	1	8,33
25		4	-2,76	0	0,00	2	50,00	2	50,00	7	28,94	7	100	0	0,00	0	0,00
26		11	2,04	2	18,18	8	72,73	1	9,09	8	4,93	3	37,50	5	62,50	0	0,00
29		17	-2,27	0	0,00	13	76,47	4	23,53	18	10,48	16	88,89	2	11,11	0	0,00
30		10	-1,72	1	10,00	6	60,00	3	30,00	12	6,75	8	66,67	4	33,33	0	0,00
31		28	-1,34	0	0,00	27	96,43	1	3,57	35	6,58	17	48,57	17	48,57	1	2,86
32		22	-1,76	0	0,00	16	72,73	6	27,27	24	3,60	9	37,50	15	62,50	0	0,00
33		27	0,39	1	3,70	26	96,30	0	0,00	19	1,85	6	31,58	13	68,42	0	0,00
34		31	0,57	3	9,68	28	90,32	0	0,00	36	2,25	9	25,00	27	75,00	0	0,00
35		45	0,54	1	2,22	44	97,78	0	0,00	56	2,02	8	14,29	46	82,14	2	3,57
36		198	0,66	32	16,16	149	75,25	17	8,59	188	1,89	40	21,28	148	78,72	0	0,00

	37		18	2,67	3	16,67	14	77,77	1	5,56	18	2,66	8	44,44	8	44,44	2	11,12
	38		8	-1,08	0	0,00	7	87,50	1	12,50	10	1,26	1	10,00	9	90,00	0	0,00
	40		87	-1,67	7	8,05	58	66,66	22	25,29	79	2,87	30	37,97	47	59,50	2	2,53
Extr. Nord-Est	41-A	a	121	1,94	36	29,75	73	60,33	12	9,92	122	0,47	6	4,92	115	94,26	1	0,82
	41-A	b	99	-0,03	1	1,01	89	89,90	9	9,09	93	2,48	7	7,53	86	92,47	0	0,00
	41-A	c	100	4,08	28	28,00	72	72,00	0	0,00	61	4,28	27	44,26	34	55,74	0	0,00
Extr. Nord	41-B	d	100	3,89	42	42,00	37	37,00	21	21,00	102	1,10	14	13,73	88	86,27	0	0,00
	41-B	e	100	2,74	41	41,00	48	48,00	11	11,00	101	-0,53	1	0,99	100	99,01	0	0,00

Annexe II - Tableau 2 – Évolution de la position de la limite de végétation sur les faces océaniques et lagunaires des îles coralliennes de l'atoll de Takaroa.

Exposition	Îles		Face océanique								Face lagunaire							
			Nombre de transects	NSM moyen (m)	Transects en accrétion		Transects stables		Transects en érosion		Nombre de transects	NSM moyen (m)	Transects en accrétion		Transects stables		Transects en érosion	
	Nb	%			Nb	%	Nb	%	Nb	%			Nb	%	Nb	%	Nb	%
1969 - 1981																		
Ouest	14	Village	107	20,72	106	99,07	1	0,93	0	0,00	101	-1,82	0	0,00	80	79,21	21	20,79
	15		33	0,56	2	6,06	31	93,94	0	0,00	41	-7,59	0	0,00	11	26,83	30	73,17
	16		21	0,64	4	19,05	14	66,67	3	14,28	13	36,64	7	53,85	6	46,15	0	0,00
	17		12	18,30	12	100	0	0,00	0	0,00	3	-21,72	0	0,00	0	0,00	3	100
	18		11	0,73	1	9,09	7	63,64	3	27,27	10	-0,43	0	0,00	10	100	0	0,00
	19		15	0,61	4	26,67	8	53,33	3	20,00	21	0,95	2	9,52	19	90,48	0	0,00
	21		26	5,26	23	88,46	3	11,54	0	0,00	24	0,45	1	4,17	23	95,83	0	0,00
	23		28	-1,59	3	10,71	15	53,58	10	35,71	29	3,79	11	37,93	18	62,07	0	0,00
	24		10	4,13	5	50,00	1	10,00	4	40,00	5	4,47	5	100	0	0,00	0	0,00
	25		16	4,12	8	50,00	8	50,00	0	0,00	15	5,84	12	80,00	3	20,00	0	0,00
	26		18	-0,96	0	0,00	17	94,44	1	5,56	21	5,93	18	85,71	3	14,29	0	0,00
Extr. Sud	27		408	10,00	265	64,95	141	34,56	2	0,49	271	-0,30	37	13,65	191	70,48	43	15,87
Sud	28		11	3,70	5	45,45	6	54,55	0	0,00	10	-0,64	1	10,00	6	60,00	3	30,00
	29		44	19,30	38	86,36	6	13,64	0	0,00	34	-2,72	0	0,00	28	82,35	6	17,65
	30		94	7,26	73	77,66	16	17,02	5	5,32	95	-2,01	1	1,05	80	84,21	14	14,74
	33		79	-5,50	32	40,51	12	15,19	35	44,30	80	-4,25	0	0,00	34	42,50	46	57,50
Est	40		190	3,16	47	24,74	121	63,68	22	11,58	174	-1,54	4	2,30	145	83,33	25	14,37
	43		88	2,30	26	29,55	57	64,77	5	5,68	92	0,98	5	5,43	87	94,57	0	0,00
	45		80	1,76	20	25,00	51	63,75	9	11,25	68	-0,17	1	1,47	66	97,06	1	1,47
	47		40	-1,32	2	5,00	33	82,50	5	12,50	48	-2,22	0	0,00	37	77,08	11	22,92
	48		22	3,12	6	27,27	16	72,73	0	0,00	16	1,23	0	0,00	15	93,75	1	6,25
	50		52	3,51	11	21,15	33	63,47	8	15,38	69	1,27	5	7,25	64	92,75	0	0,00
	51		22	2,17	4	18,18	18	81,82	0	0,00	20	-1,16	0	0,00	18	90,00	2	10,00
	52		40	0,70	5	12,50	33	82,50	2	5,00	35	-1,00	1	2,86	33	94,28	1	2,86
	53		99	5,04	26	26,26	69	69,70	4	4,04	95	-2,63	2	2,11	55	57,89	38	40,00
	1981 - 1984 (Février 1983 : Cyclone Tropical Orama)																	
Ouest	14	Village	107	-2,17	0	0,00	104	97,20	3	2,80	101	2,09	19	18,81	82	81,19	0	0,00
	15		67	-0,09	0	0,00	66	98,51	1	1,49	43	1,91	6	13,95	37	86,05	0	0,00
	16		19	-0,41	0	0,00	18	94,74	1	5,26	13	-37,51	0	0,00	11	84,61	2	15,36
	17		17	0,78	0	0,00	17	100	0	0,00	9	0,40	1	11,11	7	77,78	1	11,11

	18		15	-0,08	0	0,00	15	100	0	0,00	10	0,56	0	0,00	10	100	0	0,00
	19		29	0,74	0	0,00	29	100	0	0,00	22	-1,68	0	0,00	17	77,27	5	22,73
	21		27	-0,02	0	0,00	27	100	0	0,00	29	0,01	0	0,00	29	100	0	0,00
	22		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8	-2,49	0	0,00	6	75,00	2	25,00
	23		31	1,02	0	0,00	31	100	0	0,00	30	-0,23	0	0,00	28	93,33	2	6,67
	24		13	0,56	0	0,00	13	100	0	0,00	10	-0,39	0	0,00	10	100	0	0,00
Extr. Sud	27		213	-0,88	1	0,47	175	82,16	37	17,37	183	-0,19	10	5,46	163	89,08	10	5,46
Sud	28		11	0,19	0	0,00	11	100	0	0,00	11	-2,03	0	0,00	11	100	0	0,00
	29		44	-2,26	0	0,00	37	84,09	7	15,91	34	-1,70	0	0,00	33	97,06	1	2,94
	30		94	-2,30	0	0,00	72	76,60	22	23,40	94	-0,14	0	0,00	94	100	0	0,00
	33		80	-3,94	0	0,00	70	87,50	10	12,50	81	0,56	3	3,70	77	95,07	1	1,23
	36		5	-2,51	0	0,00	3	60,00	2	40,00	1	0,24	0	0,00	1	100	0	0,00
	39		19	-4,87	0	0,00	11	57,89	8	42,11	17	-2,64	0	0,00	15	88,24	2	11,76
Est	40		190	-0,56	0	0,00	183	96,32	7	3,68	174	-0,99	0	0,00	169	97,13	5	2,87
	41		17	-8,08	0	0,00	9	52,94	8	47,06	10	-0,83	0	0,00	10	100	0	0,00
	42		21	-0,14	0	0,00	21	100	0	0,00	9	-3,32	0	0,00	7	77,78	2	22,22
	43		92	-0,74	0	0,00	84	91,30	8	8,70	92	-1,88	0	0,00	90	97,83	2	2,17
	45		80	-0,40	0	0,00	78	97,50	2	2,50	68	-1,61	0	0,00	55	80,88	13	19,12
	46		13	-1,26	0	0,00	13	100	0	0,00	12	-2,11	0	0,00	11	91,67	1	8,33
	47		44	-0,14	0	0,00	44	100	0	0,00	48	-0,86	0	0,00	48	100	0	0,00
	48		22	-3,20	0	0,00	14	63,64	8	36,36	17	-0,86	0	0,00	15	88,24	2	11,76
	49		25	-0,24	0	0,00	25	100	0	0,00	12	-2,34	0	0,00	11	91,67	1	8,33
	50		61	-1,85	0	0,00	56	91,80	5	8,20	69	-2,91	0	0,00	51	73,91	18	26,09
	51		30	-2,04	0	0,00	26	86,67	4	13,33	20	-1,23	0	0,00	18	90,00	2	10,00
	52		40	-1,33	0	0,00	39	97,50	1	2,50	35	-1,29	0	0,00	34	97,14	1	2,86
	53		99	-0,58	0	0,00	96	96,97	3	3,03	102	-2,64	0	0,00	79	77,45	23	22,55
1984 - 1995																		
Ouest	14		106	0,11	13	12,26	82	77,36	11	10,38	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	15	Village	33	3,51	14	42,42	19	57,58	0	0,00	43	1,85	12	27,91	25	58,14	6	13,95
	16		21	-0,21	1	4,76	18	85,72	2	9,52	5	1,11	1	20,00	4	80,00	0	0,00
	17		17	-2,25	0	0,00	13	76,47	4	23,53	4	6,88	2	50,00	2	50,00	0	0,00
	18		11	-1,29	0	0,00	11	100	0	0,00	10	1,55	1	10,00	9	90,00	0	0,00
	19		28	-0,89	0	0,00	26	92,86	2	7,14	22	0,70	2	9,09	20	90,91	0	0,00
	20		6	2,11	2	33,33	4	66,67	0	0,00	6	2,70	0	0,00	6	100	0	0,00
	21		26	0,99	4	15,38	22	84,62	0	0,00	29	0,11	2	6,90	27	93,10	0	0,00
	22		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	7	2,33	2	28,57	5	71,43	0	0,00
	23		32	2,81	5	15,62	27	84,38	0	0,00	30	-3,54	0	0,00	22	73,33	8	26,67
	24		13	6,23	6	46,15	6	46,15	1	7,70	9	-0,91	0	0,00	9	100	0	0,00
Extr. Sud	27		212	-0,75	9	4,25	182	85,85	21	9,90	183	-1,54	20	10,93	107	58,47	56	30,6

Sud	28	11	0,59	0	0,00	11	100	0	0,00	10	-0,07	0	0,00	9	90,00	1	10,00	
	29	43	1,11	9	20,93	34	79,07	0	0,00	33	-0,87	2	6,06	26	78,79	5	15,15	
	30	93	1,23	7	7,53	86	92,47	0	0,00	94	-0,12	0	0,00	93	98,94	1	1,06	
	33	76	-0,89	2	2,63	65	85,53	9	11,84	81	-1,28	0	0,00	73	90,12	8	9,88	
	36	5	1,48	1	20,00	4	80	0	0,00	1	-0,20	0	0,00	1	100	0	0,00	
	39	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	17	2,20	3	17,65	14	82,35	0	0,00	
Est	40	188	-0,55	8	4,26	164	87,23	16	8,51	173	-2,05	0	0,00	143	82,66	30	17,34	
	41	16	-1,14	0	0,00	16	100	0	0,00	10	-1,45	0	0,00	10	100	0	0,00	
	42	21	-0,49	0	0,00	21	100	0	0,00	9	-1,63	0	0,00	9	100	0	0,00	
	43	92	-0,21	4	4,35	83	90,22	5	5,43	93	-0,98	4	4,30	69	74,19	20	21,51	
	45	80	-0,37	4	5,00	74	92,5	2	2,50	68	1,29	10	14,71	57	83,82	1	1,47	
	46	13	2,17	1	7,69	12	92,31	0	0,00	12	-2,46	0	0,00	9	75,00	3	25,00	
	47	44	2,14	6	13,64	38	86,36	0	0,00	48	-0,84	0	0,00	45	93,75	3	6,25	
	48	22	-1,11	0	0,00	22	100	0	0,00	17	-2,41	0	0,00	13	76,47	4	23,53	
	49	25	0,87	0	0,00	25	100	0	0,00	12	-0,46	0	0,00	11	91,67	1	8,33	
	50	58	2,09	9	15,52	47	81,03	2	3,45	69	-0,40	5	7,25	57	82,61	7	10,14	
	51	30	1,76	2	6,67	28	93,33	0	0,00	20	0,79	2	10,00	18	90,00	0	0,00	
	52	39	0,99	1	2,56	38	97,44	0	0,00	35	-0,39	0	0,00	31	88,57	4	11,43	
	53	97	1,68	19	19,59	75	77,32	3	3,09	103	0,14	8	7,77	88	85,44	7	6,79	
1995 - 2013																		
Ouest	15	Village	67	4,32	38	56,72	29	43,28	0	0,00	46	6,80	24	52,18	21	45,65	1	2,17
	16		21	36,24	20	95,24	1	4,76	0	0,00	26	-3,77	4	15,38	14	53,85	8	30,77
	17		17	7,72	10	58,83	5	29,41	2	11,76	13	-1,10	2	15,38	6	46,16	5	38,46
	18		13	18,01	12	92,31	1	7,69	0	0,00	12	-7,54	0	0,00	3	25,00	9	75,00
	19		22	8,03	15	68,18	7	31,82	0	0,00	29	-2,41	0	0,00	22	75,86	7	24,14
	20		5	3,93	2	40,00	3	60,00	0	0,00	9	-4,54	0	0,00	3	33,33	6	66,67
	21		28	3,52	9	32,14	19	67,86	0	0,00	30	-4,70	0	0,00	12	40,00	18	60,00
	22		7	40,93	7	100,00	0	0,00	0	0,00	7	-0,02	2	28,57	3	42,86	2	28,57
	23		32	1,06	6	18,75	26	81,25	0	0,00	31	-2,78	0	0,00	22	70,97	9	29,03
	24		13	42,33	11	84,62	2	15,38	0	0,00	11	-1,01	1	9,09	9	81,82	1	9,09
	25		20	19,70	17	85,00	3	15,00	0	0,00	15	-1,21	1	6,67	13	86,66	1	6,67
	26		26	8,17	24	92,31	2	7,69	0	0,00	23	-0,62	2	8,70	18	78,26	3	13,04
Extr. Sud	27		411	1,65	115	27,98	267	64,96	29	7,06	273	2,51	105	38,47	145	53,11	23	8,42
Sud	28		12	19,79	11	91,67	1	8,33	0	0,00	11	-0,34	2	18,18	6	54,55	3	27,27
	29		44	2,71	14	31,82	25	56,82	5	11,36	35	-2,67	1	2,86	20	57,14	14	40,00
	30		96	4,40	16	16,67	68	70,83	12	12,50	98	-2,28	2	2,04	73	74,49	23	23,47
	33		82	6,02	45	54,88	31	37,80	6	7,32	82	-1,61	8	9,76	55	67,07	19	23,17
	35		5	-4,80	0	0,00	2	40,00	3	60,00	4	-15,45	0	0,00	1	25,00	3	75,00
	36		5	2,86	2	40,00	3	60,00	0	0,00	5	-1,42	1	20,00	2	40,00	2	40,00

	39		20	-0,80	0	0,00	19	95,00	1	5,00	20	-0,79	1	5,00	17	85,00	2	10,00
Est	40		198	-1,66	22	11,11	145	73,23	31	15,66	174	1,40	33	18,97	137	78,74	4	2,29
	41		18	-0,10	1	5,56	17	94,44	0	0,00	15	1,99	1	6,67	13	86,66	1	6,67
	42		22	0,58	0	0,00	22	100,00	0	0,00	10	-2,66	0	0,00	6	60,00	4	40,00
	43		93	0,93	12	12,90	75	80,65	6	6,45	101	0,40	10	9,90	82	81,19	9	8,91
	45		81	0,10	6	7,41	68	83,95	7	8,64	70	-1,43	1	1,43	63	90,00	6	8,57
	46		15	-0,17	2	13,33	10	66,67	3	20,00	13	4,49	7	53,85	6	46,15	0	0,00
	47		45	-0,20	1	2,22	44	97,78	0	0,00	49	1,21	5	10,20	44	89,80	0	0,00
	48		24	0,85	0	0,00	24	100,00	0	0,00	17	0,69	4	23,53	11	64,71	2	11,76
	49		26	-1,40	0	0,00	20	76,92	6	23,08	12	0,00	0	0,00	10	83,33	2	16,67
	50		62	-2,02	2	3,23	43	69,35	17	27,42	69	-1,16	6	8,70	55	79,71	8	11,59
	51		33	1,23	4	12,12	28	84,85	1	3,03	20	-0,86	1	5,00	18	90,00	1	5,00
	52		44	1,25	13	29,55	29	65,91	2	4,54	35	1,26	7	20,00	28	80,00	0	0,00
	53		100	-1,71	6	6,00	66	66,00	28	28,00	109	0,48	11	10,09	93	85,32	5	4,59
1969 - 2013																		
Ouest	14		115	27,03	115	100	0	0,00	0	0,00	106	-2,01	6	5,66	55	51,89	45	42,45
	15	Village	34	9,98	34	100	0	0,00	0	0,00	46	1,36	12	26,09	25	54,34	9	19,57
	16		19	39,38	19	100	0	0,00	0	0,00	25	-0,74	4	16,00	10	40,00	11	44,00
	17		13	20,66	13	100	0	0,00	0	0,00	18	-4,63	0	0,00	10	55,56	8	44,44
	18		13	17,40	13	100	0	0,00	0	0,00	13	-3,22	0	0,00	6	46,15	7	53,85
	19		23	10,85	18	78,26	4	17,39	1	4,35	29	-1,11	5	17,24	18	62,07	6	20,69
	20		3	17,77	3	100	0	0,00	0	0,00	10	0,49	0	0,00	9	90,00	1	10,00
	21		28	9,80	28	100	0	0,00	0	0,00	30	-4,09	0	0,00	16	53,33	14	46,67
	22		7	37,71	7	100	0	0,00	0	0,00	8	-1,38	0	0,00	8	100	0	0,00
	23		32	3,15	14	43,75	18	56,25	0	0,00	31	-2,54	1	3,23	19	61,29	11	35,48
	24		13	55,48	11	84,62	2	15,38	0	0,00	11	2,07	3	27,27	7	63,64	1	9,09
	25		20	26,43	20	100	0	0,00	0	0,00	16	-3,57	2	12,50	9	56,25	5	31,25
	26		26	10,71	23	88,46	3	11,54	0	0,00	23	1,26	3	13,04	20	86,96	0	0,00
Extr. Sud	27		411	11,17	298	72,51	104	25,30	9	2,19	272	-0,59	36	13,24	168	61,76	68	25,00
Sud	28		12	24,13	12	100	0	0,00	0	0,00	11	-3,41	2	18,18	5	45,46	4	36,36
	29		44	22,46	41	93,18	3	6,82	0	0,00	36	-7,54	1	2,78	6	16,67	29	80,55
	30		96	10,12	68	70,83	22	22,92	6	6,25	98	-4,10	2	2,04	39	39,80	57	58,16
	33		81	-1,17	34	41,97	15	18,52	32	39,51	82	-6,44	4	4,88	9	10,98	69	84,14
	36		5	2,51	1	20,00	1	20,00	3	60,00	6	5,53	2	33,33	4	66,67	0	0,00
	39		20	-12,89	0	0,00	3	15,00	17	85,00	20	0,77	3	15,00	13	65,00	4	20,00
Est	40		198	-0,18	29	14,65	134	67,67	35	17,68	175	-3,06	4	2,29	98	56,00	73	41,71
	41		18	-0,14	4	22,22	8	44,45	6	33,33	14	-0,55	1	7,14	12	85,72	1	7,14
	42		22	-0,47	2	9,09	20	90,91	0	0,00	10	-4,22	0	0,00	6	60,00	4	40,00
	43		93	2,38	32	34,41	53	56,99	8	8,60	101	-1,51	4	3,96	77	76,24	20	19,80

45	81	1,34	18	22,22	51	62,97	12	14,81	70	-2,24	1	1,43	52	74,28	17	24,29
46	15	1,83	4	26,67	9	60,00	2	13,33	13	-1,40	0	0,00	12	92,31	1	7,69
47	45	7,52	18	40,00	23	51,11	4	8,89	50	-2,71	0	0,00	29	58,00	21	42,00
48	24	-0,01	0	0,00	24	100	0	0,00	18	-1,40	0	0,00	15	83,33	3	16,67
49	26	0,19	5	19,23	19	73,08	2	7,69	12	-3,14	0	0,00	6	50,00	6	50,00
50	62	9,42	21	33,87	39	62,90	2	3,23	70	-3,24	0	0,00	43	61,43	27	38,57
51	33	3,23	9	27,27	24	72,73	0	0,00	20	-2,00	0	0,00	15	75,00	5	25,00
52	44	1,69	5	11,36	39	88,64	0	0,00	35	-1,32	1	2,86	27	77,14	7	20,00
53	173	2,86	32	18,50	119	68,78	22	12,72	186	-4,58	1	0,54	85	45,70	100	53,76

Annexe II - Tableau 3 – Évolution de la position du pied de plage sur les faces océaniques et lagunaires des îles coralliennes de l'atoll de Ahe.

Exposition	Îles		Face océanique							Face lagunaire								
			Nombre de transects	NSM moyen (m)	Transects en accrétion		Transects stables		Transects en érosion		Nombre de transects	NSM moyen (m)	Transects en accrétion		Transects stables		Transects en érosion	
	Nb	%			Nb	%	Nb	%	Nb	%			Nb	%	Nb	%		
1961 - 1981																		
Nord	50		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10	-2,30	0	0,00	10	100	0	0,00	
Ouest	51		42	-3,55	6	14,28	17	40,48	19	45,24	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	52		37	-9,91	1	2,70	6	16,22	30	81,08	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	54		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	20	-3,03	0	0,00	12	60,00	8	40,00
Sud	83		26	-8,65	0	0,00	2	7,69	24	92,31	19	-0,59	0	0,00	19	100	0	0,00
	1		37	-2,14	3	8,11	22	59,46	12	32,43	18	1,14	6	33,33	11	61,11	1	5,56
	5		19	-10,39	0	0,00	0	0,00	19	100	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
1981 – 1984 (Février 1983 : Cyclone Tropical Orama)																		
Nord	50		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	18	4,64	9	50,00	9	50,00	0	0,00	
Ouest	51		37	-0,98	0	0,00	36	97,30	1	2,70	57	0,99	3	5,26	53	92,99	1	1,75
	52		35	2,70	12	34,29	23	65,71	0	0,00	33	-0,16	0	0,00	33	100	0	0,00
	54		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	23	2,15	9	39,13	14	60,87	0	0,00
Sud	83		86	4,10	44	51,16	33	38,37	9	10,47	13	-2,26	0	0,00	12	92,31	1	7,69
	1	Village	47	-0,82	12	25,53	22	46,81	13	27,66	35	1,78	4	11,43	31	88,57	0	0,00
	5		19	-0,44	5	26,32	10	52,63	4	21,05	17	4,34	7	41,18	10	58,82	0	0,00
1984 – 1993																		
Nord	42		11	-8,11	0	0,00	0	0,00	11	100	10	-2,93	0	0,00	10	100	0	0,00
	43	g	14	-3,08	0	0,00	12	85,71	2	14,29	19	-4,31	0	0,00	5	26,32	14	73,68
			100	-0,71	0	0,00	100	100	0	0,00	60	0,37	3	5,00	55	91,67	2	3,33
			96	-3,27	0	0,00	72	75,00	24	25,00	64	0,13	4	6,25	55	85,94	5	7,81
			104	-0,09	0	0,00	104	100	0	0,00	25	-2,35	0	0,00	15	60,00	10	40,00
	48		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	26	-9,89	0	0,00	0	0,00	26	100
	49		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	51	-1,81	3	5,88	35	68,63	13	25,49
50		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	32	-2,07	2	6,25	20	62,50	10	31,25	
Ouest	51		43	-2,34	4	9,30	21	48,84	18	41,86	3	-3,39	0	0,00	2	66,67	1	33,33
	52		58	-11,99	2	3,45	17	29,31	39	67,24	5	-4,66	0	0,00	2	40,00	3	60,00
	54		5	-5,50	0	0,00	2	40,00	3	60,00	2	-7,71	0	0,00	0	0,00	2	100
	55		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	19	-9,32	0	0,00	0	0,00	19	100
	58		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	29	-2,25	0	0,00	24	82,76	5	17,24
	59		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10	-3,37	0	0,00	7	70,00	3	30,00

	60		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10	-3,84	1	10,00	1	10,00	8	80,00	
	61		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	20	0,52	0	0,00	20	100	0	0,00	
	63		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3	2,12	1	33,33	2	66,67	0	0,00	
	64		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	15	-0,58	0	0,00	15	100	0	0,00	
	65		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	7	1,41	0	0,00	7	100	0	0,00	
	66		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	18	0,97	1	5,56	17	94,44	0	0,00	
	70		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9	-1,20	0	0,00	8	88,89	1	11,11	
Extr. Sud-Ouest	78		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10	-9,14	0	0,00	0	0,00	10	100	
Extr. Sud	79		223	-2,40	9	4,04	157	70,40	57	25,56	11	-1,40	0	0,00	10	90,91	1	9,09
Sud	80		45	2,69	17	37,78	28	62,22	0	0,00	26	-2,11	0	0,00	24	92,31	2	7,69
	83		83	-4,90	1	1,20	42	50,60	40	48,20	27	-1,46	0	0,00	27	100	0	0,00
1 Village	43		43	-1,32	8	18,60	21	48,84	14	32,56	14	-3,18	0	0,00	10	71,43	4	28,57
	5		19	-2,28	2	10,52	12	63,16	5	26,32	17	-5,53	0	0,00	3	17,65	14	82,35
	6		22	-7,28	0	0,00	6	27,27	16	72,73	24	-3,36	0	0,00	18	75,00	6	25,00
	8		19	-10,46	0	0,00	1	5,26	18	94,74	20	-0,57	0	0,00	17	85,00	3	15,00
	11		23	-2,43	0	0,00	18	78,26	5	21,74	24	-0,25	5	20,83	18	75,00	1	4,17
	12		12	-5,67	0	0,00	5	41,67	7	58,33	14	-5,59	0	0,00	8	57,14	6	42,86
	13		57	-1,54	0	0,00	54	94,74	3	5,26	62	-2,20	0	0,00	50	80,65	12	19,35
	14		10	-9,29	0	0,00	0	0,00	10	100	6	-9,40	0	0,00	1	16,67	5	83,33
	15		7	-25,58	0	0,00	0	0,00	7	100	7	-0,49	1	14,29	6	85,71	0	0,00
	16		14	-12,86	1	7,14	1	7,14	12	85,72	15	-3,57	1	6,66	7	46,67	7	46,67
	17		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	14	-6,79	0	0,00	3	21,43	11	78,57	
	18		78	0,48	13	16,67	61	78,21	4	5,12	43	-2,99	0	0,00	32	74,42	11	25,58
	19		55	-1,30	0	0,00	51	92,73	4	7,27	18	-0,84	0	0,00	17	94,44	1	5,56
	20		55	-2,52	1	1,82	45	81,82	9	16,36	61	-2,47	2	3,28	43	70,49	16	26,23
	21		156	-0,92	9	5,77	126	80,77	21	13,46	127	-0,69	2	1,57	116	91,34	9	7,09
Est	22		12	-1,61	0	0,00	10	83,33	2	16,67	13	-3,42	1	7,69	5	38,46	7	53,85
	23		56	-0,57	8	14,29	43	76,79	5	8,92	57	-2,88	0	0,00	49	85,96	8	14,04
	24		10	3,19	5	50,00	3	30,00	2	20,00	14	-7,32	0	0,00	5	35,71	9	64,29
	25		2	-22,86	0	0,00	0	0,00	2	100	7	-8,78	0	0,00	2	28,57	5	71,43
	26		11	-1,85	4	36,36	2	18,18	5	45,46	9	-5,54	0	0,00	4	44,44	5	55,56
	29		19	-2,82	0	0,00	13	68,42	6	31,58	24	-2,63	5	20,83	6	25,00	13	54,17
	30		12	-3,74	4	33,33	2	16,67	6	50,00	15	-2,14	0	0,00	14	93,33	1	6,67
	31		31	-3,03	0	0,00	25	80,65	6	19,35	40	-5,96	0	0,00	14	35,00	26	65,00
	32		23	2,36	6	26,09	16	69,57	1	4,34	24	-3,70	0	0,00	13	54,17	11	45,83
	33		27	-0,80	3	11,11	19	70,37	5	18,52	19	-3,19	0	0,00	14	73,68	5	26,32
	34		31	0,76	1	3,23	30	96,77	0	0,00	41	-4,14	0	0,00	27	65,85	14	34,15
	35		45	2,39	4	8,89	41	91,11	0	0,00	59	-0,46	6	10,17	42	71,19	11	18,64
	36		157	-0,75	34	21,66	84	53,50	39	24,84	159	-1,39	7	4,40	131	82,39	21	13,21

	37		19	15,71	18	94,74	1	5,26	0	0,00	17	-1,65	3	17,65	12	70,59	2	11,76
	38		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10	2,03	3	30,00	7	70,00	0	0,00
	40		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	79	-1,84	3	3,80	60	75,95	16	20,25
Extr. Nord-Est	41-A	a	120	-1,17	2	1,67	106	88,33	12	10,00	111	-0,30	0	0,00	107	96,40	4	3,60
	41-A	b	100	-2,05	0	0,00	88	88,00	12	12,00	90	-0,87	0	0,00	89	98,89	1	1,11
	41-A	c	100	-3,80	5	5,00	49	49,00	46	46,00	10	-0,40	0	0,00	10	100	0	0,00
Extr. Nord	41-B	d	100	2,66	28	28,00	72	72,00	0	0,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	41-B	e	100	-3,79	4	4,00	50	50,00	46	46,00	12	5,48	7	58,33	5	41,67	0	0,00

Tableau XX – Évolution de la position du pied de plage sur les faces océaniques et lagunaires des îles coralliennes de l'atoll de Takaroa. *Disp. : Disparition .

Annexe II - Tableau 4 – Évolution de la position du pied de plage sur les faces océaniques et lagunaires des îles coralliennes de l'atoll de Takaroa.

Exposition	Îles		Face océanique								Face lagunaire							
			Nombre de transects	NSM moyen (m)	Transects en accrétion		Transects stables		Transects en érosion		Nombre de transects	NSM moyen (m)	Transects en accrétion		Transects stables		Transects en érosion	
	Nb	%			Nb	%	Nb	%	Nb	%			Nb	%	Nb	%		
1969 – 1981																		
Ouest	15	Village	67	-0,40	4	5,97	60	89,55	3	4,48	46	-8,50	1	2,17	13	28,26	32	69,57
	16		19	2,43	3	15,79	15	78,95	1	5,26	26	-0,02	1	3,85	22	84,61	3	11,54
	17		13	16,49	11	84,62	2	15,38	0	0,00	13	-5,56	1	7,69	7	53,85	5	38,46
	18		13	1,14	2	15,38	8	61,54	3	23,08	12	-1,94	0	0,00	11	91,67	1	8,33
	19		22	2,39	6	27,27	13	59,09	3	13,64	29	1,83	5	17,24	24	82,76	0	0,00
	20		3	12,53	2	66,67	1	33,33	0	0,00	10	2,28	4	40,00	6	60,00	0	0,00
	21		28	5,36	26	92,86	2	7,14	0	0,00	30	0,43	1	3,33	29	96,67	0	0,00
	22		7	-12,35	0	0,00	1	14,29	6	85,71	7	-2,71	0	0,00	4	57,14	3	42,86
	23		32	-1,76	4	12,50	15	46,87	13	40,63	31	3,94	14	45,16	17	54,84	0	0,00
	24		13	5,72	6	46,16	2	15,38	5	38,46	11	4,15	8	72,73	3	27,27	0	0,00
	25		20	3,94	10	50,00	10	50,00	0	0,00	16	-0,40	9	56,25	4	25,00	3	18,75
	26		26	-0,35	1	3,85	24	92,30	1	3,85	23	5,89	19	82,61	4	17,39	0	0,00
	Extr. Sud		27		411	9,96	262	63,75	146	35,52	3	0,73	273	-0,57	34	12,45	197	72,17
Sud	28		12	3,64	4	33,33	8	66,67	0	0,00	11	-0,28	1	9,09	6	54,55	4	36,36
	29		44	19,92	39	88,64	5	11,36	0	0,00	35	-2,17	1	2,86	28	80,00	6	17,14
	30		96	6,86	73	76,04	19	19,79	4	4,17	98	-1,54	2	2,04	79	80,61	17	17,35
	33		81	-4,05	33	40,74	16	19,75	32	39,51	80	-4,26	0	0,00	28	35,00	52	65,00
	35		1	66,61	1	100	0	0,00	0	0,00	4	2,27	2	50,00	1	25,00	1	25,00
	36		5	0,10	1	20,00	0	0,00	4	80,00	4	7,68	3	75,00	1	25,00	0	0,00
	39		20	-7,66	0	0,00	5	25,00	15	75,00	20	3,76	4	20,00	16	80,00	0	0,00
Est	40		198	2,16	39	19,70	134	67,67	25	12,63	175	-1,57	4	2,29	145	82,85	26	14,86
	41		18	9,11	9	50,00	4	22,22	5	27,78	15	3,55	2	13,33	13	86,67	0	0,00
	42		22	-0,37	2	9,09	20	90,91	0	0,00	10	2,73	2	20,00	8	80,00	0	0,00
	43		93	1,95	28	30,11	59	63,44	6	6,45	101	0,88	5	4,95	96	95,05	0	0,00
	45		81	2,14	23	28,40	49	60,49	9	11,11	70	-0,18	1	1,43	68	97,14	1	1,43
	46		15	0,88	3	20,00	12	80,00	0	0,00	13	-1,86	0	0,00	12	92,31	1	7,69
	47		45	5,63	12	26,67	28	62,22	5	11,11	49	-1,39	0	0,00	45	91,84	4	8,16
	48		24	3,76	8	33,33	16	66,67	0	0,00	17	1,29	2	11,76	14	82,36	1	5,88
	49		26	1,04	6	23,08	20	76,92	0	0,00	12	-0,38	0	0,00	12	100	0	0,00
	50		62	10,97	22	35,48	30	48,39	10	16,13	70	1,20	7	10,00	63	90,00	0	0,00

	51		33	2,44	8	24,24	25	75,76	0	0,00	20	-0,86	0	0,00	18	90,00	2	10,00
	52		44	0,94	7	15,91	35	79,54	2	4,55	35	-0,86	2	5,71	31	88,58	2	5,71
	53		103	5,41	28	27,18	69	66,99	6	5,83	102	-2,21	1	0,98	73	71,57	28	27,45
1981 - 1984 (Février 1983 : Cyclone Tropical Orama)																		
Ouest	15	Village	67	0,55	4	5,97	63	94,03	0	0,00	46	1,62	6	13,04	38	82,61	2	4,35
	16		20	1,51	1	5,00	19	95,00	0	0,00	26	-0,31	1	3,85	23	88,46	2	7,69
	17		17	0,83	0	0,00	17	100	0	0,00	13	0,60	1	7,69	11	84,62	1	7,69
	18		14	-0,01	0	0,00	14	100	0	0,00	12	0,24	0	0,00	12	100	0	0,00
	19		22	1,53	3	13,64	19	86,36	0	0,00	29	-1,37	0	0,00	24	82,76	5	17,24
	20		6	0,02	0	0,00	6	100	0	0,00	10	0,19	0	0,00	10	100	0	0,00
	21		28	-0,04	0	0,00	28	100	0	0,00	30	0,02	0	0,00	30	100	0	0,00
	22		7	1,03	0	0,00	7	100	0	0,00	8	-2,03	0	0,00	6	75,00	2	25,00
	23		32	1,08	1	3,13	31	96,87	0	0,00	31	-0,39	0	0,00	28	90,32	3	9,68
	24		13	0,55	0	0,00	13	100	0	0,00	11	-0,73	0	0,00	11	100	0	0,00
Extr. Sud	27		218	-0,94	3	1,38	176	80,73	39	17,89	165	-1,90	2	1,21	123	74,55	40	24,24
Sud	28		12	0,17	0	0,00	12	100	0	0,00	11	-2,37	0	0,00	8	72,73	3	27,27
	29		44	-2,23	0	0,00	36	81,82	8	18,18	35	-2,10	0	0,00	31	88,57	4	11,43
	30		96	-0,60	2	2,08	89	92,71	5	5,21	98	0,20	5	5,10	92	93,88	1	1,02
	33		80	-2,40	1	1,25	75	93,75	4	5,00	82	0,83	6	7,32	75	91,46	1	1,22
	35		5	2,35	2	40,00	3	60,00	0	0,00	5	0,74	0	0,00	5	100	0	0,00
	36		6	-0,02	1	16,67	5	83,33	0	0,00	6	0,08	1	16,67	5	83,33	0	0,00
	39		20	-1,20	0	0,00	20	100	0	0,00	20	1,24	1	5,00	19	95,00	0	0,00
Est	40		198	-0,14	3	1,52	184	92,92	11	5,56	175	-1,00	0	0,00	169	96,57	6	3,43
	41		18	-7,98	0	0,00	9	50,00	9	50,00	15	-3,66	0	0,00	12	80,00	3	20,00
	42		22	-0,20	0	0,00	22	100	0	0,00	10	-3,22	0	0,00	7	70,00	3	30,00
	43		93	0,57	1	1,08	88	94,62	4	4,30	101	-2,41	0	0,00	85	84,16	16	15,84
	45		81	-0,43	0	0,00	79	97,53	2	2,47	70	-1,60	0	0,00	58	82,86	12	17,14
	46		15	0,90	0	0,00	15	100	0	0,00	13	-2,45	0	0,00	11	84,62	2	15,38
	47		45	0,75	0	0,00	45	100	0	0,00	49	-1,74	0	0,00	46	93,88	3	6,12
	48		24	-0,78	0	0,00	24	100	0	0,00	17	-0,84	0	0,00	16	94,12	1	5,88
	49		26	-0,24	0	0,00	26	100	0	0,00	12	-2,24	0	0,00	10	83,33	2	16,67
	50		62	1,01	5	8,06	54	87,10	3	4,84	70	-3,48	0	0,00	46	65,71	24	34,29
	51		33	-2,00	0	0,00	28	84,85	5	15,15	20	-1,35	0	0,00	18	90,00	2	10,00
	52		44	-1,04	0	0,00	42	95,45	2	4,55	35	-1,49	0	0,00	32	91,43	3	8,57
	53		104	-0,55	1	0,96	95	91,35	8	7,69	109	-3,08	0	0,00	74	67,89	35	32,11
1984 - 1995																		
Ouest	14		114	0,29	2	1,75	101	88,60	11	9,65	12	1,18	1	8,33	11	91,67	0	0,00
	15	Village	4	7,55	4	100,00	0	0,00	0	0,00	11	2,14	2	18,18	9	81,82	0	0,00
	21		3	-3,37	0	0,00	2	66,67	1	33,33	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Est	45		39	-4,88	0	0,00	14	35,90	25	64,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	46		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	6	-2,49	0	0,00	5	83,33	1	16,67
	47		43	-0,73	4	9,30	37	86,05	2	4,65	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	49		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3	-0,54	0	0,00	3	100	0	0,00
	50		47	0,73	3	6,38	44	93,62	0	0,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	51		18	5,23	10	55,56	8	44,44	0	0,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	53		60	1,94	11	18,33	47	78,33	2	3,33	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
1995 - 2013																		
Ouest	14		115	-1,21	0	0,00	104	90,43	11	9,57	69	-0,72	3	4,35	56	81,16	10	14,49
	15	Village	n.d.	Disp.*	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8	4,74	4	50,00	4	50,00	0	0,00
	21		4	3,51	1	25,00	3	75,00	0	0,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Extr. Sud	27		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	31	5,43	20	64,52	4	12,90	7	22,58
Est	45		39	-0,41	0	0,00	39	100,00	0	0,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	46		15	-13,70	0	0,00	0	0,00	15	100,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	47		45	-5,03	0	0,00	24	53,33	21	46,67	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	50		47	-2,73	6	12,77	25	53,19	16	34,04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	51		22	-6,70	0	0,00	7	31,82	15	68,18	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	53		60	-0,44	8	13,33	46	76,67	6	10,00	7	2,51	1	14,29	6	85,71	0	0,00

Annexe III - Évolution des systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy entre 1947 et 2017

Annexe III - Tableau 1 – Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les plages des îles de Saint Martin et de Saint-Barthélemy entre 1947 et 2017.

Exposition	Sites		Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM min. (m)	NSM max. (m)	NSM décennal (m/10 ans)	Transects en progradation		Transects stables		Transects en recul	
	Île	Nom de la plage et type						Nb.	%	Nb.	%	Nb.	%
Nord	Saint-Martin	21 — Baie Rouge (CL)	128	-2,23	-17,08	7,58	-0.32	8	6,25	74	57,81	46	35,94
		22 — Baie aux Cayes (PA)	34	37,01	-0,91	54,86	5.29	33	97,06	1	2,94	0	0,00
		23 — Petite Baie (PA)	11	4,51	-1,79	11,73	0.64	8	72,73	3	27,27	0	0,00
		24 — Anse des Sables (PA)	27	10,78	0,09	19,62	1.54	22	81,48	5	18,52	0	0,00
		25 — Baie Nettlé (CL)	233	-2,60	-23,68	33,06	-0.37	35	15,02	83	35,62	115	49,36
		26 — Marigot (CL)	126	24,41	-19,81	92,87	3.49	62	49,21	15	11,90	49	38,89
		27 — Baie de La Potence (CL)	89	-0,31	-56,84	56,90	-0.04	19	21,35	16	17,98	54	60,67
		28 — Anse des Pères (CL)	69	19,16	-0,14	33,88	2.74	67	97,10	2	2,90	0	0,00
		29 — Friar's Bay (CL)	21	-27,17	-40,08	-17,63	-3.88	0	0,00	0	0,00	21	100
		30 — Anse Heureuse (CL)	26	-2,74	-14,01	6,01	-0.39	3	11,54	10	38,46	13	50,00
		31 — Baie de Grande Case (CL)	183	-3,22	-19,45	12,97	-0.46	21	11,47	71	38,80	91	49,73
	Saint-Barthélemy	2 — Flamands (PA)	56	-6,41	-17,67	13,50	-0.92	1	1,78	8	14,29	47	83,93
		3 — Cayes (PA)	55	-7,18	-16,67	2,12	-1.03	0	0,00	13	23,64	42	76,36
		4 — Saint-Jean (CL)	58	-2,62	-15,77	11,95	-0.37	19	32,76	7	12,07	32	55,17
5 — Lorient (PA)		87	-10,71	-21,17	9,21	-1.53	1	1,15	4	4,60	82	94,25	
Nord-est	Saint-Martin	1 — Baie de Petites Cayes (PA)	17	-3,84	-7,43	1,86	-0.55	0	0,00	6	35,29	11	64,71
		2 — Petites Cayes (PA)	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	
		32 — Bell Hill Beach (PA)	10	16,22	8,78	20,99	2.32	10	100	0	0,00	0	0,00
	33 — Anse Marcel (CL)	40	-15,23	-30,32	-0,51	-2.18	0	0,00	1	2,50	39	97,5	
Saint-Barthélemy	6 — Marigot (PA)	18	-1,50	-6,20	3,76	-0.21	2	11,11	9	50,00	7	38,89	
	7 — Grand Cul-de-Sac (CL)	45	-7,67	-67,18	3,66	-1.10	1	2,22	15	33,33	29	64,45	
	8 — Petit Cul-de-Sac (CL)	37	-7,9	-13,76	3,87	-1.13	1	2,70	0	0	36	97,30	
Est	Saint-Martin	3 — Grandes Cayes (PA)	103	-5,34	-13,67	12,55	-0.76	22	21,36	6	5,82	75	72,82
		4 — Cul-de-sac (CL)	27	100,57	69,77	147,19	14.37	27	100	0	0,00	0	0,00
		5 — Baie Orientale nord (CL)	53	-7,39	-28,05	11,24	-1.06	10	18,87	3	5,66	40	75,47
		6 — Baie Orientale centre et sud (CL)	135	-47,31	-159,19	2,54	-6.76	0	0,00	3	2,22	132	97,78
		7 — Baie de l'Embouchure (CL)	166	-18,21	-98,76	3,98	-2.60	3	1,81	28	16,86	135	81,33
8 — Baie de Lucas (PA)	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/		
Sud-est	Saint-Barthélemy	9 — Toiny (CL)	42	-5,32	-15,20	5,64	-0.76	3	7,14	9	21,43	30	71,43
		10 — Grand Fond (PA)	49	-6,88	-18,28	18,44	-0.98	1	2,04	8	16,33	40	81,63
Sud	Saint-Barthélemy	11 — Grande Saline (CL)	59	-18,74	-48,29	19,31	-2.68	5	8,47	3	5,08	51	86,45
		12 — Gouverneur (PA)	32	-3,31	-10,44	1,35	-0.47	0	0,00	13	40,62	19	59,38
Ouest	Saint-Martin	19 — Baie Longue (CL)	170	7,66	-3,42	17,93	1.09	141	82,94	28	16,47	1	0,59
		20 — Plum Bay (PA)	120	7,03	-3,24	23,30	1.00	95	79,17	24	20,00	1	0,83
	Saint-Barthélemy	1 — Colombier (PA)	25	-1,87	-10,79	8,53	-0.27	5	20,00	10	40,00	10	40,00
Île	Saint-Martin	Tous sites	1788	4,37	-159,19	147,19	0.62	586	32,77	379	21,20	823	46,03
	Saint-Barthélemy	Tous sites	563	-6,67	-67,18	19,31	-0.95	39	6,94	99	17,58	425	75,49

Annexe III - Tableau 2 – Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les plages des îles de Saint Martin et de Saint-Barthélemy entre 1947 et 1999.

Exposition	Sites		Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM min. (m)	NSM max. (m)	NSM décennal (m/10 ans)	Transects en progradation		Transects stables		Transects en recul	
	Île	Nom de la plage et type						Nb.	%	Nb.	%	Nb.	%
Nord	Saint-Martin	21 — Baie Rouge (CL)	128	-3,94	-14,72	9,07	-0,76	8	6,25	51	39,84	69	53,91
		22 — Baie aux Cayes (PA)	30	33,74	1,28	60,49	6,49	29	96,67	1	3,33	0	0,00
		23 — Petite Baie (PA)	11	2,68	-3,41	8,51	0,52	5	45,45	5	45,45	1	9,10
		24 — Anse des Sables (PA)	27	8,23	0,82	16,55	1,58	22	81,48	5	18,52	0	0,00
		25 — Baie Nettlé (CL)	198	-4,51	-32,77	20,94	-0,87	35	17,68	52	26,26	111	56,06
		26 — Marigot (CL)	127	26,96	-16,98	115,23	5,18	63	49,61	27	21,26	37	29,13
		27 — Baie de La Potence (CL)	89	-4,52	-50,25	29,57	-0,87	21	23,60	16	17,97	52	58,43
		28 — Anse des Pères (CL)	69	16,08	-3,15	29,58	3,09	64	92,75	4	5,80	1	1,45
		29 — Friar's Bay (CL)	25	-26,78	-46,21	3,63	-5,15	1	4,00	0	0,00	24	96,00
		30 — Anse Heureuse (CL)	26	-5,04	-12,93	2,48	-0,97	0	0,00	9	34,62	17	65,38
		31 — Baie de Grande Case (CL)	184	-3,22	-17,30	15,28	-0,62	27	14,67	68	36,96	89	48,37
Nord-est	Saint-Barthélemy	2 — Flamands (PA)	57	-8,42	-20,06	5,24	-1,62	2	3,51	5	8,77	50	87,72
		3 — Cayes (PA)	56	-9,57	-20,36	2,12	-1,84	0	0,00	6	10,71	50	89,29
		4 — Saint-Jean (CL)	59	-9,42	-29,88	12,18	-1,81	7	11,86	4	6,78	48	81,36
		5 — Lorient (PA)	87	-11,28	-21,96	9,17	-2,17	1	1,15	6	6,90	80	91,95
Nord-est	Saint-Martin	1 — Baie de Petites Cayes (PA)	17	-7,24	-10,38	-1,80	-1,39	0	0,00	1	5,88	16	94,12
		2 — Petites Cayes (PA)	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
		32 — Bell Hill Beach (PA)	10	33,11	15,86	51,12	6,37	10	100	0	0,00	0	0,00
		33 — Anse Marcel (CL)	40	-9,58	-17,85	-4,36	-1,84	0	0,00	0	0,00	40	100
Nord-est	Saint-Barthélemy	6 — Marigot (PA)	18	-3,08	-9,14	1,36	-0,59	0	0,00	9	50,00	9	50,00
		7 — Grand Cul-de-Sac (CL)	46	-8,38	-50,96	1,53	-1,61	0	0,00	14	30,43	32	69,57
		8 — Petit Cul-de-Sac (CL)	37	-8,23	-17,49	-2,81	-1,58	0	0,00	1	2,70	36	97,3
Est	Saint-Martin	3 — Grandes Cayes (PA)	103	-11,36	-45,09	9,59	-2,18	7	6,80	11	10,68	85	82,52
		4 — Cul-de-sac (CL)	27	110,72	80,47	145,32	21,29	27	100	0	0,00	0	0,00
		5 — Baie Orientale nord (CL)	59	-17,62	-65,94	-1,90	-3,39	0	0	1	1,69	58	98,31
		6 — Baie Orientale centre et sud (CL)	136	-49,96	-168,41	0,15	-9,61	0	0	1	0,74	135	99,26
		7 — Baie de l'Embouchure (CL)	170	-22,36	-55,80	2,76	-4,30	0	0	11	6,47	159	93,53
Sud-est	Saint-Barthélemy	8 — Baie de Lucas (PA)	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	
		9 — Toiny (CL)	42	-7,21	-13,70	4,23	-1,39	1	2,38	4	9,52	37	88,10
Sud	Saint-Barthélemy	10 — Grand Fond (PA)	48	-13,12	-45,67	-4,87	-2,52	0	0,00	0	0,00	48	100
		11 — Grande Saline (CL)	59	-19,99	-47,85	19,31	-3,84	5	8,47	2	3,39	52	88,14
Ouest	Saint-Martin	12 — Gouverneur (PA)	32	-7,61	-14,56	-2,73	-1,46	0	0,00	1	3,12	31	96,88
		19 — Baie Longue (CL)	170	6,72	-1,35	18,21	1,29	157	92,35	13	7,65	0	0,00
		20 — Plum Bay (PA)	120	6,07	-6,89	33,59	1,17	85	70,84	25	20,83	10	8,33
Île	Saint-Barthélemy	Saint-Barthélemy 1 — Colombier (PA)	27	2,04	-8,42	10,56	0,39	11	40,74	12	44,45	4	14,81
		Saint-Martin Tous sites	1766	3,72	-168,41	145,32	0,72	561	31,77	301	17,04	904	51,19
		Saint-Barthélemy Tous sites	568	-8,69	-50,96	19,31	-1,67	27	4,75	64	11,27	477	83,98

Annexe III - Tableau 3 – Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les plages des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy entre 1999 et 2017

Exposition	Sites		Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM min. (m)	NSM max. (m)	NSM décennal (m/10 ans)	Transects en progradation		Transects stables		Transects en recul	
	Île	Nom de la plage et type						Nb.	%	Nb.	%	Nb.	%
Nord	Saint-Martin	21 — Baie Rouge (CL)	128	1,71	-6,07	10,82	0,95	47	36,72	66	51,56	15	11,72
		22 — Baie aux Cayes (PA)	31	1,67	-12,36	17,35	0,93	11	35,48	14	45,17	6	19,35
		23 — Petite Baie (PA)	11	1,83	-0,63	4,01	1,02	3	27,27	8	72,73	0	0,00
		24 — Anse des Sables (PA)	27	2,55	-0,80	11,22	1,42	10	37,04	17	62,96	0	0,00
		25 — Baie Nettlé (CL)	180	0,42	-12,60	28,50	0,23	47	26,11	82	45,56	51	28,33
		26 — Marigot (CL)	126	-1,85	-11,95	5,75	-1,03	3	2,38	90	71,43	33	26,19
		27 — Baie de La Potence (CL)	105	4,30	-9,05	28,21	2,39	41	39,05	38	36,19	26	24,76
		28 — Anse des Pères (CL)	69	3,08	-13,44	10,96	1,71	43	62,32	22	31,88	4	5,80
		29 — Friar's Bay (CL)	21	1,20	-12,67	20,73	0,67	7	33,33	6	28,57	8	38,10
		30 — Anse Heureuse (CL)	27	2,49	-2,63	8,26	1,38	10	37,04	17	62,96	0	0,00
		31 — Baie de Grande Case (CL)	183	-0,07	-12,53	11,16	-0,04	28	15,30	132	72,13	23	12,57
	Saint-Barthélemy	2 — Flamands (PA)	56	2,00	-7,15	17,30	1,11	24	42,86	22	39,29	10	17,85
		3 — Cayes (PA)	55	2,46	-6,00	10,87	1,37	24	43,64	28	50,91	3	5,45
		4 — Saint-Jean (CL)	58	6,65	-6,22	39,81	3,69	30	51,73	25	43,10	3	5,17
		5 — Lorient (PA)	88	0,61	-8,94	10,66	0,34	20	22,73	60	68,18	8	9,09
		1 — Baie de Petites Cayes (PA)	17	3,39	-0,13	9,54	1,88	8	47,06	9	52,94	0	0,00
Nord-est	Saint-Martin	2 — Petites Cayes (PA)	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	
		32 — Bell Hill Beach (PA)	11	-15,79	-32,12	-4,8	-8,77	0	0	0	0	11	100
		33 — Anse Marcel (CL)	41	-6,14	-25,43	6,5	-3,41	1	2,44	15	36,59	25	60,97
		6 — Marigot (PA)	18	1,58	-2,50	4,34	0,88	5	27,78	13	72,22	0	0,00
	Saint-Barthélemy	7 — Grand Cul-de-Sac (CL)	51	1,40	-18,57	41,79	0,78	13	25,49	31	60,78	7	13,73
		8 — Petit Cul-de-Sac (CL)	37	0,33	-4,62	11,17	0,18	4	10,81	31	83,78	2	5,41
		3 — Grandes Cayes (PA)	103	6,01	-1,71	31,43	3,34	69	66,99	34	33,01	0	0,00
Est	Saint-Martin	4 — Cul-de-sac (CL)	47	-2,97	-16,88	26,97	-1,65	10	21,28	10	21,28	27	57,44
		5 — Baie Orientale nord (CL)	53	11,5	-14,27	53,53	6,39	38	71,70	7	13,21	8	15,09
		6 — Baie Orientale centre et sud (CL)	136	1,86	-20,91	56,8	1,03	55	40,44	40	29,41	41	30,15
		7 — Baie de l'Embouchure (CL)	166	3,39	-45,60	51,95	1,88	115	69,28	26	15,66	25	15,06
		8 — Baie de Lucas (PA)	53	3,91	-5,32	25,22	2,17	28	52,83	20	37,74	5	9,43
		9 — Toiny (CL)	42	1,88	-3,29	6,28	1,04	9	21,43	32	76,19	1	2,38
Sud-est	Saint-Barthélemy	10 — Grand Fond (PA)	48	6,11	-7,53	42,2	3,39	28	58,34	19	39,58	1	2,08
Sud	Saint-Barthélemy	11 — Grande Saline (CL)	59	1,24	-20,42	15,37	0,69	23	38,98	25	42,38	11	18,64
		12 — Gouverneur (PA)	32	4,31	-3,03	12,54	2,39	21	65,63	10	31,25	1	3,12
Ouest	Saint-Martin	19 — Baie Longue (CL)	170	0,94	-10,24	9,72	0,52	56	32,94	89	52,35	25	14,71
		20 — Plum Bay (PA)	120	0,95	-14,81	9,91	0,53	30	25,00	77	64,17	13	10,83
	Saint-Barthélemy	1 — Colombier (PA)	25	-4,28	-12,47	0,70	-2,38	0	0,00	11	44,00	14	56,00
Île	Saint-Martin	Tous sites	1825	1,10	-45,60	56,80	0,61	660	36,16	819	44,88	346	18,96
	Saint-Barthélemy	Tous sites	569	2,02	-20,42	42,20	1,12	201	35,32	307	53,95	61	10,72

Annexe III - Tableau 4 – Largeur de la zone végétalisée non bâtie sur les systèmes côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy en 1947, 1999 et 2017. Les sites renseignés en « n.d. » correspondent aux sites sur lesquels aucune structure longitudinale marquant la limite interne de la zone végétalisée n'a été détectée. Sur ces sites, la largeur de la ZVNB est soit limitée à la largeur du cordon sableux (sur les sites « CL »), soit supérieure à 300 m (sur les sites « PA »)

Exposition	Sites		1947				1999				2017			
			Nombre de transects	Largeur moyenne (m)	Largeur min. (m)	Largeur max. (m)	Nombre de transects	Largeur moyenne (m)	Largeur min. (m)	Largeur max. (m)	Nombre de transects	Largeur moyenne (m)	Largeur min. (m)	Largeur max. (m)
	Île	Nom de la plage et type												
Nord	Saint-Martin	21 — Baie Rouge (CL)	54	55,83	45,68	69,93	98	42,20	0	154,55	101	32,26	0	158,28
		22 — Baie aux Cayes (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
		23 — Petite Baie (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
		24 — Anse des Sables (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	25	46,16	19,70	58,22	25	48,27	25,34	58,77
		25 — Baie Nettle (CL)	253	211,98	3,29	263,76	197	54,94	0	162,68	233	27,72	0	148,22
		26 — Marigot (CL)	118	67,96	3,07	266,17	127	5,59	0	47,40	126	4,73	0	53,93
		27 — Baie de La Potence (CL)	48	83,70	35,87	102,36	82	0,07	0	6,26	104	3,70	0	48,87
		28 — Anse des Pères (CL)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
		29 — Friar's Bay (CL)	15	62,39	52,45	78,99	19	16,52	0	38,95	23	18,52	0	52,67
		30 — Anse Heureuse (CL)	26	15,54	0	24,49	10	31,89	27,15	38,75	4	40,20	38,85	41,09
		31 — Baie de Grande Case (CL)	151	34,76	0	68,62	169	5,07	0	60,02	178	4,760	0	63,11
Nord-est	Saint-Barthélemy	2 — Flamands (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	57	28,45	0	134,42	54	18,34	0,82	171,9
		3 — Cayes (PA)	26	128,64	0	214,62	47	26,66	0	160,01	47	26,07	0	124,41
		4 — Saint-Jean (CL)	49	75,15	39,34	117,51	59	31,20	0	103,39	58	17,88	0	120,06
		5 — Lorient (PA)	64	80,44	35,86	202,91	86	31,69	0	153,29	86	15,93	0	151,78
Nord-est	Saint-Martin	1 — Baie de Petites Cayes (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
		2 — Petites Cayes (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
		32 — Bell Hill Beach (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
		33 — Anse Marcel (CL)	23	196,97	95,62	281,60	27	65,00	4,38	160,99	42	22,39	0	158,67
Nord-est	Saint-Barthélemy	6 — Marigot (PA)	12	141,07	33,19	245,28	11	99,24	13,10	202,67	12	57,06	11,35	106,51
		7 — Grand Cul-de-Sac (CL)	27	105,75	60,26	472,96	42	28,5	0	425,64	39	12,56	0,09	46,46
		8 — Petit Cul-de-Sac (CL)	17	81,86	53,89	151,93	34	45,98	4,02	108,53	3	5,62	4,03	7,58
Est	Saint-Martin	3 — Grandes Cayes (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
		4 — Cul-de-sac (CL)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	38	5,15	0	24,97	37	5,27	0	30,71
		5 — Baie Orientale nord (CL)	41	168	124,80	263,69	31	78,45	0	135,92	39	88,66	0,04	209,99
		6 — Baie Orientale centre et sud (CL)	68	188,47	104,53	245,05	108	22,08	0	87,18	130	24,33	0	114,16
		7 — Baie de l'Embouchure (CL)	162	119,48	52,41	194,19	169	83,13	0	169,94	165	87,60	5,55	197,37
Sud-est	Saint-Barthélemy	8 — Baie de Lucas (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	45	35,84	0	90,71	42	39,64	0	71,24
		9 — Toiny (CL)	11	66,21	54,89	74,47	28	58,10	24,24	147,62	33	63,72	22,28	117,03
Sud	Saint-Barthélemy	10 — Grand Fond (PA)	32	79,97	12,58	164,78	31	68,10	3,23	159,26	9	22,64	8,6	40,91
		11 — Grande Saline (CL)	25	241,82	158,62	296,51	26	177,77	140,94	228,67	27	175,38	139,62	226,65
Ouest	Saint-Martin	12 — Gouverneur (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	23	48,40	11,08	83,58	6	24,84	10,88	86,63
		19 — Baie Longue (CL)	80	90,91	51,31	149,76	170	42,15	2,09	118,33	170	25,94	0	112,00
		20 — Plum Bay (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	118	74,65	10,08	129,73	118	38,06	0	129,54
Île	Saint-Barthélemy	1 — Colombier (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Saint-Martin	Tous sites	1039	107,99	0	266,17	1433	38,05	0	169,94	1587	31,51	0	209,99
	Saint-Barthélemy	Tous sites	263	111,21	0	472,96	444	58,55	0	425,64	374	40,00	0	226,65

Annexe III - Tableau 5 – Nature de la ligne de stabilité sur les sites de la partie française de l'île de Saint-Martin et sur Saint-Barthélemy en 1947, 1999 et 2017.
N.B. : La longueur de linéaire côtier par site correspond à la somme des longueurs respectives des portions naturelles et artificielles.

Exp.	Sites		1947				1999				2017			
			Naturelle		Artificielle		Naturelle		Artificielle		Naturelle		Artificielle	
			Île	Nom de la plage et type	Longueur (m)	Part (%)	Longueur (m)	Part (%)	Longueur (m)	Part (%)	Longueur (m)	Part (%)	Longueur (m)	Part (%)
Nord	Saint-Martin	21 – Baie Rouge (CL)	1387,02	100	0,00	0,00	1266,12	89,28	152,06	10,72	1190,99	80,37	290,92	19,63
		22 – Baie aux Cayes (PA)	417,25	100	0,00	0,00	708,40	100	0,00	0,00	409,26	100	0,00	0,00
		23 – Petite Baie (PA)	201,38	100	0,00	0,00	127,95	100	0,00	0,00	157,16	100	0,00	0,00
		24 – Anse des Sables (PA)	300,20	100	0,00	0,00	292,23	100	0,00	0,00	282,96	100	0,00	0,00
		25 – Baie Nettle (CL)	2636,75	100	0,00	0,00	1961,80	92,32	163,28	7,68	1480,85	57,23	1106,90	42,77
		26 – Marigot (CL)	1403,83	100	0,00	0,00	443,60	25,00	1331,11	75,00	412,55	23,30	1358,38	76,70
		27 – Baie de La Potence (CL)	1007,21	100	0,00	0,00	335,11	28,81	828,24	71,19	249,74	22,83	844,32	77,17
		28 – Anse des Pères (CL)	742,91	100	0,00	0,00	722,93	100	0,00	0,00	710,68	100	0,00	0,00
		29 – Friar's Bay (CL)	290,00	100	0,00	0,00	301,03	82,41	64,26	17,59	247,53	90,46	26,11	9,54
		30 – Anse Heureuse (CL)	249,02	100	0,00	0,00	294,17	100	0,00	0,00	307,49	100	0,00	0,00
		31 – Baie de Grande Case (CL)	2304,11	98,76	28,92	1,24	772,33	32,61	1595,96	67,39	911,33	37,94	1490,58	62,06
Nord-est	Saint-Barthélemy	2 – Flamands (PA)	794,69	100	0,00	0,00	833,90	97,52	21,21	2,48	715,54	93,28	51,54	6,72
		3 – Cayes (PA)	736,24	100	0,00	0,00	639,70	82,67	134,06	17,33	606,28	90,39	64,49	9,61
		4 – Saint-Jean (CL)	1282,84	100	0,00	0,00	1261,71	89,54	147,37	10,46	812,98	71,59	322,62	28,41
		5 – Lorient (PA)	1142,34	100	0,00	0,00	831,76	79,80	210,54	20,20	752,69	71,93	293,66	28,07
		1 – Baie de Petites Cayes (PA)	194,16	100	0,00	0,00	183,10	100	0,00	0,00	197,62	100	0,00	0,00
Nord-est	Saint-Martin	2 – Petites Cayes (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	432,32	100	0,00	0,00
		32 – Bell Hill Beach (PA)	121,48	100	0,00	0,00	209,90	100	0,00	0,00	131,68	100	0,00	0,00
		33 – Anse Marcel (CL)	445,32	100	0,00	0,00	471,84	64,24	262,65	35,76	389,10	80,54	94,02	19,46
		6 – Marigot (PA)	233,26	100	0,00	0,00	213,78	100	0,00	0,00	217,60	100	0,00	0,00
		7 – Grand Cul-de-Sac (CL)	681,69	100	0,00	0,00	547,62	61,05	349,40	38,95	613,33	80,64	147,24	19,36
Est	Saint-Barthélemy	8 – Petit Cul-de-Sac (CL)	435,18	100	0,00	0,00	480,90	100	0,00	0,00	467,15	100	0,00	0,00
		3 – Grandes Cayes (PA)	1134,95	100	0,00	0,00	1190,07	100	0,00	0,00	1122,30	100	0,00	0,00
		4 – Cul-de-sac (CL)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	442,83	65,26	235,69	34,74	234,68	44,34	294,63	55,66
		5 – Baie Orientale nord (CL)	642,62	100	0,00	0,00	837,26	95,24	41,85	4,76	652,23	94,57	37,47	5,43
		6 – Baie Orientale c. et s. (CL)	1496,51	100	0,00	0,00	1462,72	80,96	343,93	19,04	1153,93	69,43	508,10	30,57
Est	Saint-Martin	7 – Baie de l'Embouchure (CL)	1854,13	100	0,00	0,00	2001,44	99,18	16,54	0,82	1855,18	100	0,00	0,00
		8 – Baie de Lucas (PA)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	742,58	94,65	41,95	5,35	563,91	93,97	36,17	6,03
		9 – Toiny (CL)	484,81	100	0,00	0,00	550,02	100	0,00	0,00	506,05	100	0,00	0,00
		10 – Grand Fond (PA)	592,68	100	0,00	0,00	630,31	100	0,00	0,00	635,01	100	0,00	0,00
		11 – Grande Saline (CL)	793,99	100	0,00	0,00	703,90	100	0,00	0,00	1596,85	100	0,00	0,00
Sud	Saint-Barthélemy	12 – Gouverneur (PA)	378,27	100	0,00	0,00	377,11	100	0,00	0,00	424,45	100	0,00	0,00
		19 – Baie Longue (CL)	1840,42	100	0,00	0,00	1871,62	100	0,00	0,00	1255,13	65,24	668,88	34,76
Ouest	Saint-Martin	20 – Plum Bay (PA)	1242,67	100	0,00	0,00	1248,44	97,20	35,92	2,80	620,16	50,60	605,37	49,40
		1 – Colombier (PA)	401,43	100	0,00	0,00	356,90	100	0,00	0,00	338,73	100	0,00	0,00
Île	Saint-Martin	Tous sites	19911,94	99,85	28,92	0,15	17887,47	77,77	5113,44	22,23	14968,78	67,03	7361,85	32,97
		Saint-Barthélemy	Tous sites	7957,42	100	0,00	0,00	7427,61	89,6	862,58	10,4	7671,46	89,55	894,75

Annexe IV - Influence des événements météo-marins extrêmes sur l'évolution des systèmes sédimentaires côtiers des îles de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy : le cas des cyclones de septembre 2017

Annexe IV - Tableau 1- Évolution de la position de la ligne de stabilité sur les plages de Saint-Martin et de Saint-Barthélemy entre février et septembre 2017. Les données sont issues des publications collectives Duvat et al. (2019) pour Saint-Martin et Pillet et al. (2019) pour Saint-Barthélemy.

Exposition	Sites		Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM min. (m)	NSM max. (m)	Transects en progradation		Transects stables		Transects en recul			
	Île	Nom de la plage et type					Nb.	%	Nb.	%	Nb.	%		
Nord	Saint-Martin	21 – Baie Rouge (CL)	142	-5,13	-15,65	0	0	0,00	41	28,87	101	71,13		
		22 – Baie aux Cayes (PA)	35	-9,11	-27,24	-2,58	0	0,00	0	0,00	35	100		
		23 – Petite Baie (PA)	11	-9,96	-22,12	-2,50	0	0,00	0	0,00	11	100		
		24 – Anse des Sables (PA)	28	-1,20	-4,46	0	0	0,00	20	71,43	8	28,57		
		25 – Baie Nettlé (CL)	246	-21,60	-108,22	0	0	0,00	62	25,20	184	74,80		
		26 – Marigot (CL)	131	-2,41	-41,60	0	0	0,00	110	83,97	21	16,03		
		27 – Baie de La Potence (CL)	105	-0,95	-12,07	0	0	0,00	93	88,57	12	11,43		
		28 – Anse des Pères (CL)	69	-8,95	-45,58	0	0	0,00	24	34,78	45	65,22		
		29 – Friar’s Bay (CL)	25	-7,30	-17,31	-0,67	0	0,00	4	16,00	21	84		
		30 – Anse Heureuse (CL)	29	-9,83	-34,50	0	0	0,00	1	3,45	28	96,55		
Nord	Saint-Barthélemy	2 – Flamands (PA)	54	-8,99	-22,16	-0,57	0	0,00	9	16,67	45	83,33		
		3 – Cayes (PA)	52	-16,01	-61,82	0,00	0	0,00	3	5,77	49	94,23		
		4 – Saint-Jean (CL)	57	-9,15	-29,74	0,00	0	0,00	14	24,56	43	75,44		
		5 – Lorient (PA)	88	-4,46	-22,55	0,00	0	0,00	46	52,27	42	47,73		
Nord-est	Saint-Martin	1 – Baie de Petites Cayes (PA)	17	-18,84	-28,95	-8,30	0	0,00	0	0,00	17	100		
		2 – Petites Cayes (PA)	44	-26,52	-42,80	-10,86	0	0,00	0	0,00	44	100		
		32 – Bell Hill Beach (PA)	11	-32,73	-67,53	-6,67	0	0,00	0	0,00	11	100		
	Nord-est	Saint-Barthélemy	33 – Anse Marcel (CL)	42	-14,37	-64,17	0	0	0,00	3	7,14	39	92,86	
			6 – Marigot (PA)	18	-13,98	-34,82	-2,64	0	0,00	0	0,00	18	100	
Est	Saint-Martin	7 – Grand Cul-de-Sac (CL)	50	-6,66	-40,63	0,00	0	0,00	22	44,00	28	56,00		
		8 – Petit Cul-de-Sac (CL)	37	-12,43	-45,52	0,00	0	0,00	3	8,11	34	91,89		
		3 – Grandes Cayes (PA)	103	-34,55	-70,04	-0,85	0	0,00	5	4,85	98	95,15		
		4 – Cul de Sac (CL)	62	-51,64	-166,45	-0,65	0	0,00	1	1,61	61	98,39		
		5 – Baie Orientale nord (CL)	51	-36,80	-102,82	0	0	0,00	3	5,88	48	94,12		
		6 – Baie Orientale centre et sud (CL)	139	-68,28	-134,68	-5,13	0	0,00	0	0,00	139	100		
		7 – Baie de l’Embouchure (CL)	163	-36,04	-87,00	8,26	0	0,00	13	7,97	150	92,03		
		8 – Baie de Lucas (PA)	54	-28,71	-65,74	0	0	0,00	5	9,26	49	90,74		
		9 – Dawn Beach (PA)	58	-9,84	-29,50	-0,07	0	0,00	6	10,34	52	89,66		
		10 – Gibb’s Bay (CL)	15	-22,06	-34,42	-6,67	0	0,00	0	0,00	15	100		
Sud-est	Saint-Barthélemy	11 – Guana Bay (PA)	41	-38,68	-65,29	-21,02	0	0,00	0	0,00	41	100		
		9 – Toiny (CL)	41	-15,01	-37,85	0,00	0	0,00	4	9,76	37	90,24		
Sud	Saint-Martin	10 – Grand Fond (PA)	49	-18,39	-50,76	-4,77	0	0,00	0	0,00	49	100		
		12 – Great Bay (CL)	154	-7,81	-49,99	1,90	0	0,00	77	50,00	77	50,00		
		15 – Cole Bay (CL)	107	-2,29	-7,91	0	0	0,00	59	55,14	48	44,86		
		16 – Simpson Bay (CL)	253	-12,74	-99,79	0	0	0,00	75	29,64	178	70,36		
		17 – Maho Bay (PA)	30	-9,63	-44,15	0	0	0,00	20	66,67	10	33,33		
		18 – Mullet Beach (CL)	47	-6,06	-32,46	0	0	0,00	13	27,66	34	72,34		
		Sud	Saint-Barthélemy	11 – Grande Saline (CL)	58	-7,64	-34,02	0,00	0	0,00	13	22,41	45	77,59
				12 – Gouverneur (PA)	32	-11,52	-45,62	-1,02	0	0,00	2	6,25	30	93,75
Ouest	Saint-Martin	19 – Baie Longue (CL)	170	-1,94	-12,25	0	0	0,00	112	65,88	58	34,12		
		20 – Plum Bay (PA)	120	-3,92	-30,18	0	0	0,00	71	59,17	49	40,83		
		Saint-Barthélemy	1 – Colombier (PA)	25	-2,76	-17,86	0,00	0	0,00	13	52,00	12	48,00	

Annexe IV - Tableau 2 – Évolution de la position du pied de plage sur les plages de Saint-Martin et Saint-Barthélemy entre les mois de février et septembre 2017. Les données sont issues des publications collectives Duvat et al. (2019) pour Saint-Martin et Pillet et al. (2019) pour Saint-Barthélemy

Exposition	Sites		Nombre de transects	NSM moyen (m)	NSM min. (m)	NSM max. (m)	Transects en progradation		Transects stables		Transects en recul	
	île	Nom de la plage et type					Nb.	%	Nb.	%	Nb.	%
Nord	Saint-Barthélemy	2 – Flamands (PA)	54	5,56	-26,70	35,86	26	48,14	14	25,93	14	25,93
		3 – Cayes (PA)	52	2,89	-0,02	9,92	13	25,00	39	75,00	0	0,00
		4 – Saint-Jean (CL)	54	-5,11	-16,52	8,32	8	14,81	9	16,67	37	68,52
		5 – Lorient (PA)	68	2,20	-11,63	7,41	19	27,94	47	69,12	2	2,94
Nord-est	Saint-Martin	1 – Baie de Petites Cayes (PA)	19	1,32	-4,06	4,63	4	21,05	13	68,42	2	10,53
		2 – Petites Cayes (PA)	99	8,26	-4,18	21,44	72	72,73	25	25,25	2	2,02
	Saint-Barthélemy	6 – Marigot (PA)	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
		7 – Grand Cul-de-Sac (CL)	48	0,67	-1,61	6,14	3	6,25	45	93,75	0	0,00
Est	Saint-Martin	8 – Petit Cul-de-Sac (CL)	37	0,15	-5,97	6,22	6	16,22	28	75,68	3	8,10
		3 – Grandes Cayes (PA)	98	3,14	-4,20	9,80	58	59,19	35	35,71	5	5,10
		7 – Baie de l’Embouchure (CL)	170	1,24	-4,42	9,64	41	24,12	121	71,18	8	4,70
Sud-est	Saint-Barthélemy	9 – Toiny (CL)	41	6,31	1,99	14,16	30	73,17	11	26,83	0	0,00
		10 – Grand Fond (PA)	49	2,43	-3,90	12,14	15	30,61	34	69,39	0	0,00
Sud	Saint-Barthélemy	11 – Grande Saline (CL)	48	-14,61	-24,76	-2,52	0	0,00	3	6,25	45	93,75
		12 – Gouverneur (PA)	31	-4,45	-9,77	6,14	4	12,90	6	19,35	21	67,75
Ouest	Saint-Barthélemy	1 – Colombier (PA)	25	-4,36	-15,42	3,63	0	0,00	16	64,00	9	36,00

Titre – Détection et attribution des changements morphologiques côtiers récents en milieu insulaire tropical (Polynésie française, Caraïbe)

Résumé

Les îles coralliennes d'atolls et les zones basses des îles hautes tropicales sont considérées comme comptant parmi les territoires les plus vulnérables aux impacts des événements météo-marins extrêmes et aux conséquences attendues du changement climatique. Néanmoins, alors que les littoraux métropolitains ont bénéficié d'un effort significatif d'évaluation de leurs évolutions passées de long terme, les espaces insulaires tropicaux ultramarins sont les moins documentés à l'échelle du territoire français.

Partant de ce constat, cette thèse propose d'investiguer le rôle des facteurs météo-marins (cyclones, houles) et anthropiques (rigidification du trait de côte, remblaiement) dans les évolutions passées d'îles coralliennes d'atolls de Polynésie française et de plages d'îles hautes du nord des Petites Antilles.

Ces travaux se basent sur un protocole méthodologique couplant l'apport de la géomatique et de la photo-interprétation assistée par ordinateur et des relevés réalisés sur les terrains étudiés. À partir d'une analyse multiscalaire (spatiale et temporelle), ils détectent et attribuent les évolutions planimétriques qu'ont connues les systèmes sédimentaires côtiers des îles étudiées.

Les résultats obtenus sur les îles coralliennes abondent dans le sens des études antérieures qui établissaient que la majorité des îles a été stable ou en extension à l'échelle des dernières décennies. Ils permettent de proposer des modèles conceptuels de trajectoires d'évolutions pluridécennales et interrogent les contributions respectives des différents facteurs d'évolution considérés. Sur les plages des îles hautes, ces travaux mettent en évidence que les caractéristiques locales des sites étudiés expliquent la très forte variabilité longitudinale des évolutions détectées dans différents contextes météo-marins. Au-delà, ces travaux contribuent à alimenter l'échantillon mondial d'îles étudiées à ce jour et participent à enrichir la connaissance sur les évolutions passées des outremer insulaires français.

Mots clés : Atolls, Îles hautes, géomorphologie littorale, risques liés à la mer, impacts des événements météo-marins extrêmes, Activités anthropiques, Polynésie française, Petites Antilles

Title – Detection/attribution of contemporaneous coastal changes in small tropical islands (French Polynesia, Caribbean).

Abstract

Low-lying reef islands and coastal areas of tropical mountainous islands are highly vulnerable to the impacts of tropical cyclones and the expected effects of climate change. However, while the French metropolitan coasts have benefited from a significant effort to assess their long-term changes, French overseas islands are the least documented areas in French Territory.

Based on this observation, this thesis examines the respective contribution of natural and anthropogenic drivers in the past evolution of reef islands (French Polynesia) and mountainous island beaches (Northern Lesser Antilles).

This study relies on a combined approach between geomatic and fieldwork. From a multi-scalar (spatial and temporal) analysis, we detect and attribute the planimetric changes experienced by the sedimentary systems of the studied islands.

Results on reef islands are comparable to those of previous studies which established that most of the islands have been stable or in expansion over the last decades. They allow to suggest conceptual models of long-term trajectories and examine the respective contribution of the drivers considered in this study. On mountainous island beaches, this study shows that local settings explain the high longitudinal variability detected in various climatic situations. In addition, this study contributes to the global samples of studied islands and to move forward on the understanding of past coastal changes in French overseas islands.

Keywords: Atolls, Mountainous islands, Geomorphology, Coastal risks, Tropical cyclone impacts, Human-induced changes, French Polynesia, Lesser Antilles

