



HAL
open science

Dynamique spatiale des mangroves de Guyane entre 1950 et 2014 : forçage atmosphérique et conséquence pour le stock de carbone côtier

Romain Walcker

► **To cite this version:**

Romain Walcker. Dynamique spatiale des mangroves de Guyane entre 1950 et 2014 : forçage atmosphérique et conséquence pour le stock de carbone côtier. *Ecologie, Environnement*. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2015. Français. NNT : 2015TOU30318 . tel-01412331

HAL Id: tel-01412331

<https://theses.hal.science/tel-01412331>

Submitted on 8 Dec 2016

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

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



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Présentée et soutenue par :

Romain WALCKER

Le lundi 14 décembre 2015

Titre :

Dynamique spatiale des mangroves de Guyane entre 1950 et 2014: forçage atmosphérique et conséquence pour le stock de carbone côtier

ED SDU2E : Écologie fonctionnelle

Unité de recherche :

Laboratoire Écologie Fonctionnelle et Environnement (EcoLab)

Directeur(s) de Thèse :

Dr François Fromard, Directeur de Recherche CNRS, UMR EcoLab, Toulouse
Dr Edward J. Anthony, Professeur des Universités, UMR CEREGE, Aix-en-Provence

Rapporteurs :

Dr Nicolas GRATIOT, Chargé de Recherche IRD, UMR LTHE, Grenoble
Dr Marc ROBIN, Professeur des Universités, UMR LETG, Nantes

Autre(s) membre(s) du jury :

Dr Régis CEREGINO, Professeur des Universités, UMR EcoLab, Toulouse
Dr Jean-Michel MARTINEZ, Chargé de Recherche IRD, UMR GET, Toulouse
Dr Éric MOUGIN, Directeur de Recherche CNRS, UMR GET, Toulouse
Dr Vincent VANTREPOTTE, Chargé de Recherche CNRS, UMR LOG, Wimereux

RESUME

La mangrove de Guyane est caractérisée par un dynamisme spatial exceptionnel. Ce caractère découle de processus hydro-sédimentaires côtiers très intenses. Les objectifs de la thèse ont été de : (1) quantifier la dynamique spatiale de l'écosystème mangrove à l'échelle régionale et multi-décennale par l'analyse de données d'archives issues de la télédétection ; (2) tester l'hypothèse selon laquelle le climat océanique serait à l'origine de cette dynamique en évaluant les corrélations avec des séries temporelles de données atmosphériques et d'états de surface de l'océan ; (3) quantifier les conséquences de cette dynamique spatiale sur le stockage du carbone en mangrove. Les résultats ont montré qu'environ 15 000 ha de mangrove fluctuent à l'échelle multi-décennale en opposition avec les phases de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), principal mode de variabilité atmosphérique en Atlantique Nord. Le lien est opéré par l'intermédiaire des vagues océaniques dont l'énergie est modulée par les phases de la NAO. L'étude suggère que la diminution des surfaces de mangrove est la conséquence de périodes où les vagues sont puissantes (phase NAO+), ce qui favorise l'érosion côtière, la remise en suspension des sédiments et leur transport le long de la côte. Au contraire, les périodes où les vagues sont faibles (phase NAO-) favorisent le dépôt des sédiments, ce qui est à l'origine de l'expansion des surfaces de mangrove. Les résultats montrent que l'alternance entre des périodes d'expansion et de retrait génère une mosaïque d'âges de mangrove qui détermine la capacité de stockage du carbone par l'écosystème. A partir de ce dernier résultat, l'étude suggère qu'au cours du temps la mangrove puisse alternativement passer d'une fonction de puits à celle de source de carbone pour l'océan côtier et l'atmosphère.

ABSTRACT

Mangroves in French Guiana are characterized by their spatial dynamism. This specificity is the result of intense coastal sedimentary processes. The goals of this study are to: (1) quantify mangrove spatial dynamics on a regional level and a multi-decadal timescale using archives of remote sensing images; (2) test the hypothesis of the role played by the atmosphere using correlations with time series of atmospheric and ocean surface reanalysis datasets; (3) quantify consequence of this spatial dynamism on coastal carbon storage. Results showed that approximately 15 000 ha of mangroves fluctuate on a multi-decadal timescale in opposition to the North Atlantic Oscillation (NAO) phases, the main mode of atmospheric multi-decadal variability in the North Atlantic. This relation is operated by ocean waves whose energy is modulated by NAO phases. The study suggests that, on the one hand, decrease of mangrove surface areas is due to periods of high wave energy (NAO+) which favour coastal erosion and mangrove retreat, sediment resuspension and transport. On the other hand, the study suggests that periods of low wave energy (NAO-) favour sediment deposition on the coast and is at the origin of mangrove surface area expansion. Results also showed that alternation between phases of retreat and expansion generates the demographic structure of mangrove ages, which determines the mangrove carbon storage capacity. The study finally suggests that through time mangrove can switch from a source to a sink of carbon, and vice and versa, for the ocean and the atmosphere.

AVANT-PROPOS

Ce travail de recherche s'est déroulé entre 2011 et 2015 au sein du laboratoire Écologie Fonctionnelle et Environnement (EcoLab), Unité Mixte de Recherche (UMR) 5245 du Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), de l'université Paul Sabatier (UPS) et de l'Institut Polytechnique de Toulouse (INPT). Il a été mené en parallèle de mes activités d'Assistant Ingénieur (AI), poste permanent que j'occupe depuis 2007 au laboratoire EcoLab.

L'engagement du laboratoire dans l'étude des mangroves de Guyane a été principalement initié par une collaboration avec le Centre d'Études Spatiales de la Biosphère (CESBIO) de Toulouse entre 1994 et 1997, soutenue par le CNRS via le Programme National de Télédétection Spatiale (PNTS) sur un projet intitulé « Etude et modélisation des mangroves guyanaises, validation par télédétection spatiale ». Ce soutien du CNRS a été par la suite renouvelé successivement dans le programme Accord National Science Foundation - CNRS entre 1998 et 2000, le chantier Guyane du Programme National Environnement Côtier (PNEC) entre 2001 et 2003, et le programme national Ecosphère Continentale et Côtière 2008-2009 (EC2CO) sur un projet intitulé « Côtes sous influences amazoniennes : résilience ou changement ? ». Ce dernier projet, coordonné par Dr François Fromard, Directeur de Recherche CNRS à EcoLab et Dr Christophe Proisy, Chargé de Recherche à l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), a joué un rôle de précurseur pour les questionnements abordés dans cette étude.

Mes activités de recherche doctorale (2011- 2015) ont quant à elles reçu le soutien financier du Fond Unique Interministériel (FUI) en 2011 sur un projet Recherche & Développement et plateforme d'innovation intitulé « Infolittoral-1 : L'utilisation des technologies spatiales pour une meilleure surveillance du littoral », coordonné par SPOT Image et labélisé « Pôle de compétitivité Aerospace Valley ». Plus récemment, elles ont bénéficié en 2014 du soutien du CNRS via le programme de l'Observatoire Hommes-Milieus Oyapock sur un projet intitulé « Etat des lieux de l'environnement estuarien de la baie d'Oyapock (OYABAY) » coordonné par Dr Antoine Gardel, maître de conférence en délégation au CNRS Guyane. Enfin, ces recherches ont également profitées depuis 2013 du soutien de l'Agence National de la Recherche (ANR) via le projet « Biodiversité et fonctionnement des écosystèmes dans les mangroves de Guyane française : perspectives pour une gestion de l'écosystème dans son contexte amazonien (BIOMANGO) » coordonné par

Dr Emma Michaud, Chargée de Recherche CNRS à l'UMR 6539 Laboratoire
des Sciences de l'Environnement Marin (LEMAR) de Brest.

REMERCIEMENTS

Je remercie toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail. Je tiens particulièrement à remercier :

Tout d'abord Dr Jean-Luc Probst, directeur du laboratoire EcoLab, et Pr Régis Cérégino, responsable d'équipe, de m'avoir autorisé à effectuer ce doctorat.

Dr François Fromard et Pr Edward J. Anthony, d'avoir dirigé mes recherches, donné de votre temps sans compter et apporté votre précieux soutien. Merci.

Dr Christophe Cassou, Chargé de Recherche CNRS au Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS) de Toulouse, d'avoir vérifié mes analyses de covariance, vérifié mon hypothèse sur la NAO et encouragé ce projet. Merci.

Je tiens à remercier chaleureusement Dr Christophe Proisy, Chargé de Recherche IRD, Dr Antoine Gardel, Maître de Conférences et Pr Robert C. Aller, Distinguished Professor School of Marine and Atmospheric Science, d'avoir partagé leurs connaissances, leurs données et leur expertise. Merci.

Merci à Dr Christophe Laplanche, Maître de Conférences au laboratoire EcoLab, de m'avoir aidé dans le calcul des incertitudes. Merci.

Je remercie mes amis et collègues des mangroves : Dr Erwan Gensac, tout récemment recruté Maître de Conférences à l'Université Bretagne Sud, Mlle Adelaïde Achenbroich, doctorante au LEMAR.

Je tiens enfin particulièrement à exprimer ma gratitude envers Mlle Christina Perron et M. Sylvain Orseau qui m'ont aidé à rouvrir au sécateur la crique Canceler (!) et permis de récolter mes données. Merci.

LISTE DES PUBLICATIONS

PREMIER AUTEUR

Walcker, R., Anthony, E. J., Cassou, C., Aller, R. C., Gardel, A., Proisy, C., Martinez, J.-M. & Fromard, F. (2015), Fluctuations in the extent of mangroves driven by multi-decadal changes in North Atlantic waves. *Journal of Biogeography* **42**, 2209–2219.

CO-AUTEUR

Anthony, E. J., Gardel, A., Proisy, C., Fromard, F., Gensac, E., Peron, C., **Walcker, R.** & Lesourd, S. (2013), The role of fluvial sediment supply and river-mouth hydrology in the dynamics of the muddy, Amazon-dominated Amapá-Guianas coast, South America: a three-point research agenda. *Journal of South American Earth Science* **44**, 18–24.

Dutrieux, E., Proisy, C., Fromard, F., **Walcker, R.**, Ilman, M., Pwlowski, F., Ferdiansyah, H. & Ponthieux, O. (2014), Mangrove restoration in the vicinity of oil and gas facilities: Lessons learned from a large-scale project. *SPE International Conference on Health, Safety, and Environment*, 17-19 March, Long Beach, California, USA.

Corenblit D., Baas, A., Balke, T., Bouma, T., Fromard, F., Garófano-Gómez, V., González, E., Gurnell, A. M., Hortobágyi, B., Julien, F., Kim, D., Lambs, L., Stallins, J. A., Steiger, J., Tabacchi, E. & **Walcker, R.** (2015), Engineer pioneer plants respond to and affect geomorphic constraints similarly along water-terrestrial interfaces worldwide. *Global Ecology and Biogeography* DOI: 10.1111/geb.12373.

LISTE DES COMMUNICATIONS

PREMIER AUTEUR

Walcker, R., Anthony, E. J., Cassou, C., Aller, R. C., Gardel, A., Proisy, C., Martinez, J.-M. & Fromard, F. (2015), Fluctuations in the extent of mangroves of French Guiana driven by multi-decadal changes in North Atlantic climate. *Littoral de Guyane sous influence amazonienne*. Communication orale, 24-28 Nov. 2015, Cayenne, French Guiana.

Walcker, R. & Fromard, F. (2015), Control of mangrove abundance by decadal changes in oceanic wave fields. *Our Common Future Under Climate Change - International Scientific Conference*. Poster, 7-10 July 2015 Paris, France.

Walcker, R., Fromard, F., Anthony, E. J., Gardel, A. & Proisy, C. (2011), Significant control of mangrove changes by trade-wind generated waves over the last 60 years in French Guiana. *Vulnerability of coastal ecosystems to global change and extreme events*. Poster, 18-21 oct. 2011, Biarritz, France.

Walcker, R., Fromard, F., Proisy, C., Gardel, A., Anthony, E. J. (2011), Suivi du trait de côte en Guyane Française. *Journées Observatoires Trait de Côte*. Poster, 22-23 novembre 2011, Paris, France.

CO-AUTEUR

Fromard, F., Gardel, A., Proisy, C., Anthony, E. J., **Walcker, R.** (2015), Human threats and climate change impacts on mangrove ecosystems. *Our Common Future Under Climate Change - International Scientific Conference* 7-10 July 2015 Paris, France.

Blanchard, E., Proisy, C., Anthony, E. J., Fromard, F., Gardel, A., Gensac, E. & **Walcker, R.** (2011). Suivi de la dynamique de biomasse des mangroves dans un contexte de changements côtiers intenses. Cas du littoral guyanais. *Vulnerability of coastal ecosystems to global change and extreme events*. 18-21 oct. 2011, Biarritz, France.

Proisy, C., Ferreira dos Santos, V., Walfir Souza Filho, P. W., da Rocha Nascimento Junior, W., Machado da Silveira, O. F., Vieira da Silva,

M., Anthony, E. J., Blanchard, B., Fromard, F., Gardel, A., Gensac, E. & Walcker, R. (2011). Dispersal of the Amazon mud along Pará, Amapá and French Guiana coasts: evidence of impacts on mangrove ecosystems dynamics and consequences for multi-scale interdisciplinary research. *IVth Scientific Meeting of the ORE-HYBAM*. Lima, Peru.

Anthony, E. J., Gardel, A., Gensac, E., Proisy, C., Lesourd, S., Fromard, F. & **Walcker, R.** (2011). An overview of morpho-sedimentary processes on the Amazon-influenced Amapa-Guianas coast, South America. *IVth Scientific Meeting of the ORE-HYBAM*. 6-9 Sept. 2011, Lima, Peru.

Fromard, F., **Walcker, R.**, Gardel, A., Proisy, C., Gensac, E., Brutier, L., Anthony, E. J. (2010), Côtes guyanaises sous influences amazoniennes : caractérisation des forçages et propositions de modélisation. *Colloque de restitution EC2CO*. 25 Nov. 2010, Toulouse, France.

SOMMAIRE

Résumé	ii
Abstract	iv
Avant-propos	vi
Remerciements	viii
Liste des publications	x
Liste des communications	xii
Sommaire	xiv
Chapitre I. Introduction.....	I-1
Chapitre II. Revue générale des connaissances sur l'environnement physique littoral	II-11
Chapitre III. Dynamique spatiale des mangroves (1950-2014)	III-37
Chapitre IV. Forçages atmosphériques	IV-71
Chapitre V. Quantification des biomasses	V-95
Chapitre VI. Synthèse et perspectives.....	VI-115
Références bibliographiques.....	127
Liste des figures.....	141
Liste des tableaux.....	147
Annexe des cartes	149
Table des Matières.....	155

CHAPITRE I. INTRODUCTION

« J'atteignis le bout de Cayenne. La brousse était devant moi. Un dernier regard à l'horizon. Je disparus dans la végétation. »

Albert Londres, L'homme qui s'évada, 1928.

I.A. LA MANGROVE, LE CLIMAT ET LE CYCLE DU CARBONE COTIER

La question des origines et des conséquences de la dynamique spatiale de la mangrove de Guyane qui va être développée dans cette étude se situe plus généralement dans le cadre de l'étude des interactions entre mangrove, climat et cycle du carbone. Ce cadre est ici introduit et le choix de la Guyane comme modèle d'étude est expliqué. Enfin, la problématique scientifique et les objectifs de la thèse sont détaillés avant l'annonce du plan du mémoire.

I.A.1. La végétation des mangroves

La mangrove est un écosystème forestier ou arbustif littoral des régions tropicales bordant les côtes et les cours d'eau soumis à l'influence des marées (Hogarth, 1999). Les végétaux supérieurs qui s'y développent appartiennent à diverses familles et sont regroupés sous le nom de « palétuviers ». Selon Tomlinson (1986), la mangrove regroupe 34 espèces dites « majeures », c.à.d. exclusivement inféodées au milieu et pouvant former des communautés pures, auxquelles s'ajoutent 20 espèces dites « mineures », c.à.d. n'apparaissant que rarement en communautés pures et surtout réparties en périphérie des habitats. L'auteur compte ensuite au moins 60 espèces dites « associées », disséminées dans des zones de transition vers d'autres milieux (marais d'eau douce par exemple). Les espèces de palétuviers ont pour la plupart convergé vers des adaptations morphologiques et physiologiques semblables, répondant aux conditions hydriques et édaphiques particulièrement exigeantes du milieu. Ces adaptations sont uniques parmi les végétaux supérieurs et visent essentiellement à tolérer la salinité de l'eau de mer, le manque d'oxygène dans le sol et l'instabilité sédimentaire. Elles prennent des formes variées selon les espèces. Au niveau racinaire tout d'abord, les racines échasses du genre *Rhizophora*, les pneumatophores des genres *Avicennia* et *Sonneratia* ainsi que les racines genouillées du genre *Bruguiera* sont des exemples d'adaptations permettant un meilleur ancrage dans le sol. Les lenticelles présentes sur les racines sont une adaptation permettant la respiration de l'arbre. En effet, l'oxygène est aspiré par ces cellules pendant la période d'exondation des racines. Pendant la période de submersion, l'oxygène présent dans ces cellules est pompé par l'arbre créant une dépression qui permettra une nouvelle respiration par les lenticelles lors de la période d'exondation suivante. L'excrétion du sel à la surface des feuilles chez le genre *Avicennia* ou son blocage par des membranes racinaires actives chez le genre *Rhizophora* permettent de faire face à la sursalure. Enfin, la viviparité (développement de l'embryon dans la graine quand le fruit est encore sur l'arbre), la flottabilité des graines (propagules) et leur viabilité sur de longues périodes de transit dans l'eau de mer sont autant

d'adaptations qui permettent aux palétuviers d'assurer une dissémination efficace de leur descendance sur de longues distances.

I.A.1. Répartition géographique de la mangrove dans le monde

La mangrove est essentiellement intertropicale, elle est implantée là où la température basse extrême de l'air ne dépasse pas -4°C et où la température moyenne hivernale de l'air et de l'eau est supérieure à 20°C (Duke *et al.*, 1998). Elle se développe mieux quand l'eau de mer est diluée par des apports d'eau douce important, d'où leur vitalité en zone équatoriale humide (Indonésie et Nord Brésil par exemple). En revanche, quand les conditions sont arides, seules quelques espèces survivent sous une forme buissonnante ou naine comme *Avicennia marina* dans le Golfe Persique et les bords de la mer Rouge. On retrouve la mangrove en abondance dans les deltas et les estuaires soumis à l'influence des marées. Elle y colonise de vastes dépôts sédimentaires comme ceux des deltas du Gange/Brahmapoutre (Sundarbans du Bangladesh), de l'Amazone (Brésil), de l'Orénoque (Venezuela), du Niger (Nigeria) et du Mékong (Vietnam). Le long des côtes soumises à l'énergie océanique, elle occupe l'intérieur de lagunes ou le fond des baies à l'abri des vagues. Enfin, la mangrove se développe aussi le long de côtes ouvertes sur l'océan, là où l'énergie des vagues est affaiblie soit par des eaux peu profondes, soit par des structures sédimentaires qui la protègent, comme c'est le cas le long des 1500 km de côte qui séparent le delta de l'Amazone (Brésil) de celui de l'Orénoque (Venezuela). A l'échelle mondiale, les espèces de la mangrove se répartissent dans deux aires biogéographiques bien distinctes (Figure 1). Selon des inventaires, à l'image de celui de Hoekstra *et al.* (2010), seulement 8 espèces sont présentes dans l'aire occidentale contre 47 espèces dans l'aire orientale.

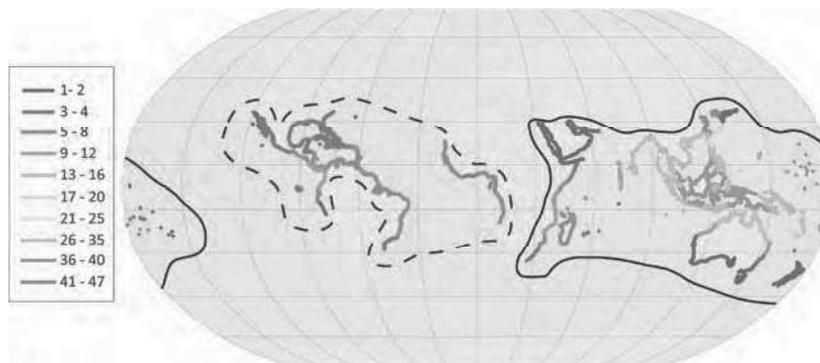


Figure 1: Répartition mondiale des mangroves et abondance spécifique selon Hoekstra *et al.* (2010). Les couleurs indiquent le nombre d'espèces répertoriées. Les espèces se répartissent dans une aire occidentale (trait noir pointillé) ou orientale (trait noir plein).

I.A.2. La zonation spatiale en mangrove

A l'échelle paysagère, un caractère marquant de l'écosystème mangrove est la zonation spatiale des communautés végétales qui le composent et leur structuration en différents faciès sur un gradient terre-mer. L'exemple de la zonation des mangroves du fond de la baie de Bouéni à Mayotte (Figure 2) illustre bien cette zonation qui est due aux interactions entre variations topographiques et cycles de submersion des marées qui engendre un important gradient de salinité. Les espèces de palétuvier sont en effet plus ou moins adaptées à l'inondation prolongée, la salinité du substrat, l'instabilité sédimentaire et dominant préférentiellement par endroit, seules ou associées en communautés. Bien que l'on retrouve les mêmes espèces dans différentes régions au sein d'une même aire géographique, il n'y a pas de zonation type étant donné la variabilité des environnements rencontrés en termes de salinité, de sédimentation et d'énergie notamment (Tomlinson, 1986). L'exemple des Antilles et de la Guyane illustre cette notion. Dans les mangroves de fond de baie aux Antilles, le genre *Rhizophora*, ne supportant pas les fortes salinités du sol, est situé en front de mer tandis que le genre *Avicennia* est situé en arrière mangrove, dans les zones sur-salées que l'on appelle des tannes. Le positionnement de ces deux genres dans la mangrove de Guyane, ouverte sur l'océan, est opposé. *Avicennia* y est situé en front de mer alors que *Rhizophora* se développe plutôt le long des cours d'eau en arrière-pays. Cette inversion est due à des conditions environnementales très différentes que nous présenterons dans les chapitres suivants (gradient de la salinité inversé, sédimentation excessive et énergie des houles).

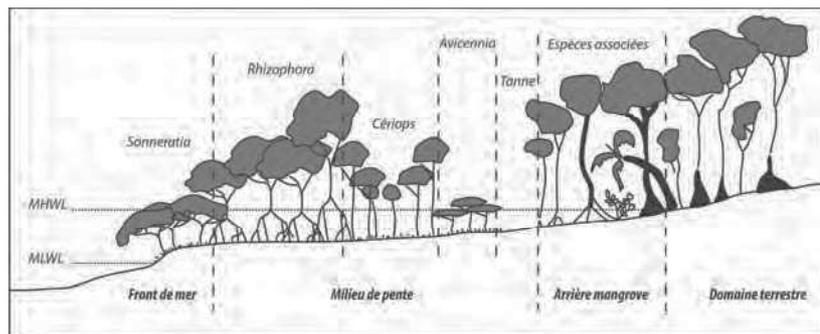


Figure 2: Exemple de zonation des espèces sur un gradient terre-mer. Coupe schématique des faciès de mangroves dans le fond de la baie de Bouéni, Mayotte. Le niveau moyen des plus basses mers (MLWL) et le niveau moyen des plus hautes mers (MHWL) sont indiqués. Le gradient de salinité du sol augmente en remontant la pente.

I.A.3. La dynamique spatiale des mangroves et la question climatique

Bien qu'elle soit fortement structurée spatialement, la mangrove ne doit pas être pour autant considérée comme un écosystème statique dans l'espace et dans le temps (Alongi, 2008). A une échelle de temps géologique, la mangrove a été affectée en termes d'abondance et de répartition par d'importantes fluctuations du niveau des océans et des températures engendrées par l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires. Ces fluctuations ont forcé la mangrove à migrer vers/ depuis l'intérieur des terres et le long des continents, et ont probablement causé localement son extinction ou au contraire son développement (Woodroffe, 1990). Le réchauffement climatique et la hausse très rapide du niveau moyen des mers d'origine anthropique en cours depuis la moitié du XXème siècle ($1,7 \text{ mm.an}^{-1}$ depuis 1950 et $3,3 \text{ mm.an}^{-1}$ entre 1993 et 1999) soulèvent par conséquent des questions concernant le devenir des mangroves (Church *et al.*, 2013; Wong *et al.*, 2014). Bien que cet écosystème soit un très bon colonisateur, doté d'une excellente capacité de dissémination par la mer et de germination arrivée sur le sol (Cavanaugh *et al.*, 2014), il pourrait disparaître ou tout du moins diminuer drastiquement là où sa migration le long des côtes ou vers l'intérieur des terres n'est pas ou plus possible (escarpements abruptes, zones urbanisées, atolls par exemple).

Mais aujourd'hui, n'oublions pas que l'Homme est le facteur principal agissant sur la dynamique spatiale des mangroves. Car les mangroves occupent un espace littoral très convoité. En effet, 50% de l'Humanité habite aujourd'hui à moins de 100 km du littoral (Haslett, 2000). L'agriculture (principalement la riziculture), l'aquaculture (principalement la crevetteculture), le prélèvement de bois, l'urbanisation y sont en compétition pour l'espace et les ressources. Si bien que l'Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO) a estimé que 35% des mangroves mondiales ont disparu entre 1980 et 2000 et que ce bilan n'a cessé de s'aggraver entre 2005 et 2010 au rythme de 0,66% par an (Spalding *et al.*, 2010).

I.A.4. Les services écosystémiques rendus par la mangrove et la question du carbone

Les prédictions évoquées ci-dessus impacteraient les nombreux services écologiques rendus par cet écosystème (Lee *et al.*, 2014). La mangrove assure par exemple des fonctions clefs pour la biodiversité et la productivité des écosystèmes terrestres et aquatiques adjacents. Elle constitue une zone de nourricerie et une nurserie pour des communautés aquatiques et aviaires. Elle joue un rôle dans la rétention de matériaux terrigènes et d'éléments polluants. La mangrove assure également une importante fonction de protection des côtes contre l'érosion, les vents

violents d'origine cyclonique, les vagues de tempêtes et les surcotes. Plusieurs événements survenus en Asie ces dernières années ont notamment montré que la mangrove peut atténuer la puissance d'un tsunami (Danielsen *et al.*, 2005; Tanaka, 2009).

La question du carbone en mangrove fait l'objet d'une préoccupation particulière dans le cadre de la compréhension du cycle global du carbone et dans le contexte plus général du changement climatique. Elle n'occupe que 1% des surfaces forestières tropicales (0,4% des forêts mondiales), et sa productivité primaire est très élevée avec des taux équivalents à ceux trouvés en forêt tropicale humide ou chez les coraux (Alongi, 2012). Elle capture en effet le carbone atmosphérique et le transforme en biomasse avec une grande efficacité. Si l'on considère à la fois la réserve aérienne et souterraine de carbone fixé dans la biomasse des palétuviers et dans le substrat, la mangrove pourrait être la forêt la plus riche en carbone au monde (Donato *et al.*, 2011). Ainsi, le rôle de la mangrove dans le cycle biogéochimique du carbone a fait l'objet de plusieurs études synthétiques ces dernières années (Bouillon *et al.*, 2008; Kristensen *et al.*, 2008; Alongi, 2014) dans lesquelles il fut question de l'importance des échanges avec l'océan ouvert (Dittmar *et al.*, 2006; Bauer *et al.*, 2013). Cet écosystème serait en effet responsable de 15% du carbone séquestré dans les sédiments marins (Alongi, 2012) et serait en outre à l'origine d'environ 10% du carbone organique dissout présent dans l'océan (Dittmar *et al.*, 2006). Le carbone présent dans l'océan est quant à lui en totalité équivalent à celui présent dans l'atmosphère sous forme de dioxyde (Chen & Borges, 2009). Enfin, depuis quelques années, les eaux côtières ont été reconnues comme particulièrement actives dans le cycle biogéochimique du carbone à l'échelle mondiale (Bauer *et al.*, 2013; Abril *et al.*, 2014). L'interface que constitue la mangrove dans le flux de carbone entre le continent et l'océan ainsi que l'altération de ce flux d'interface par le climat et les activités anthropiques, en font sans doute aujourd'hui un des écosystèmes les plus intéressants dans l'étude du cycle du carbone.

I.B. LE LITTORAL DE GUYANE : UN MODELE D'ETUDE

L'espace qu'occupe la mangrove fait l'objet d'une compétition ardue qui, nous l'avons vu, a entraîné en 25 ans la diminution des surfaces de mangrove dans toutes les régions du monde ou presque. Ce phénomène rend difficile l'identification d'effets océaniques ou climatiques, naturels ou anthropiques, sur les mangroves. La mangrove de Guyane constitue à contrario un laboratoire naturel exceptionnel pour l'étude des interactions avec le climat, et cela pour au moins trois raisons détaillées ci-dessous.

I.B.1. Une mangrove largement préservée

Tout d'abord, c'est une des rares mangroves au monde encore préservée des actions directes de l'Homme, si ce n'est dans les secteurs péri-urbains. Aucun aménagement côtier (endiguement, routes, ports, etc.) ne contraint la dynamique de l'écosystème (Anthony & Gratiot, 2012). L'aquaculture y est absente et la riziculture uniquement présente sur une petite portion du littoral (rizières de Mana). Le bois de palétuvier n'est pas exploité et aucun centre urbain n'empiète substantiellement sur l'écosystème. Voici donc une mangrove naturelle, sur laquelle l'Homme a un faible impact et sur laquelle la dynamique naturelle de l'écosystème, de même que l'effet des forçages environnementaux devraient pouvoir s'observer s'ils ont lieu.



Figure 3: Une vasière sur le littoral de la commune de Macouria, Guyane.

I.B.2. Une mangrove exceptionnellement dynamique

Deuxièmement, la mangrove de Guyane est caractérisée par un dynamisme naturel tout à fait exceptionnel, dont l'ampleur est telle qu'il est facilement observable par télédétection. Chaque année, plusieurs centaines de km² de vase sont déposés dans la zone côtière intertidale (zone de balancement des marées) et forment des vasières (Figure 3). Ces vasières sont colonisées en quelques mois par la mangrove. Au même moment, sur d'autres parties du littoral, l'érosion côtière arrache des pans entiers de forêt et fait reculer le front de mer d'une centaine de mètres par

an (Figure 4). Je décrirai plus en détail ce mécanisme dans les chapitres suivants. Ce qu'il faut introduire ici, c'est que ce dynamisme a des conséquences fondamentales dans les flux bio-géo-chimiques et notamment celui du carbone côtier. Nous discuterons le fait que ce mécanisme peut agir comme une pompe à carbone, en accélérant l'absorption du carbone atmosphérique et sa transformation en biomasse dans les stades d'installation de l'écosystème, puis en stimulant l'échange avec les eaux côtières et l'atmosphère lors des phases d'érosion de littoral, à travers ce que certains ont très justement appelé un vaste « incinérateur sédimentaire » (Aller & Blair, 2006). Ainsi, l'aspect préservé de cette mangrove, combiné à ce dynamisme spatial exceptionnel, en fait un modèle d'étude unique pour comprendre l'interaction entre un climat océanique, une dynamique hydro-sédimentaire littorale, la dynamique d'un écosystème et le cycle du carbone.



Figure 4: Erosion côtière d'une vasière guyanaise et de sa jeune mangrove.

I.B.3. Une mangrove bien surveillée

Enfin, la mangrove de Guyane est un laboratoire naturel exceptionnel car depuis le milieu du XX^{ème} siècle le littoral a été régulièrement couvert par des missions photographiques aériennes de l'IGN (aujourd'hui Institut National de l'Information Géographique et Forestière). Depuis le milieu des années 2000, il est particulièrement suivi grâce à l'installation d'une station de réception des images du satellite SPOT au centre IRD de Cayenne (Institut de Recherche pour le

Développement) dans un but de Surveillance de l'Environnement Amazonien par Satellite (SEAS). Ce projet vise à simplifier l'accès des chercheurs aux images satellites afin d'accroître leur connaissance de ce milieu difficile d'accès, et afin d'accroître leur compréhension des processus sédimentaires et écologiques côtiers.

I.C. PROBLEMATIQUE SCIENTIFIQUE ET QUESTIONS DE RECHERCHE

Le domaine côtier guyanais apparaît comme un laboratoire naturel unique pour analyser les relations entre forçages environnementaux, dynamique morpho-sédimentaire côtière et fonctionnement d'une mangrove encore préservée. Dans ce projet, la récurrence des événements hydro-sédimentaires, marquée par la résilience de l'écosystème, sera quantifiée au cours du temps. La part des facteurs océano-climatiques dans ces mécanismes sera quantifiée. Enfin, la conséquence de la dynamique côtière sur le stockage du carbone en mangrove sera examinée à l'échelle de la Guyane.

Les nouvelles connaissances qui seront produites dans ce projet devraient permettre de mieux comprendre les interactions de l'écosystème avec le climat et de proposer des scénarii d'évolution côtière dans le cadre du changement climatique. La problématique de la thèse s'inscrit donc dans cette perspective et précisément autour des 3 objectifs suivants:

- Caractériser et quantifier les dynamiques spatiales de l'écosystème à large échelle grâce au traitement par Système d'Information Géographique des archives de télédétection;
- Evaluer l'hypothèse d'un contrôle de ces dynamiques par le climat ou l'océan grâce au traitement statistique conjoint des archives de mesure de surface océanique;
- Evaluer l'influence de ces dynamiques sur le stock du carbone côtier contenu dans la biomasse de l'écosystème.

I.D. ORGANISATION DU MEMOIRE

L'organisation du manuscrit en chapitres suit les questions de recherche énoncées ci-dessus. **Le chapitre II** revoit les connaissances sur le fonctionnement du littoral de Guyane. J'y présente la situation géographique, climatique, océanographique et fait un point sur les

connaissances du système de dispersion des sédiments amazoniens ainsi que sur son rôle dans le fonctionnement et l'organisation spatiale du milieu littoral et du cycle du carbone. **Dans le chapitre III**, je présente mes résultats sur les dynamiques spatiales de l'écosystème de 1950 à 2014. Les dynamiques sont quantifiées en termes d'évolution des surfaces de mangrove. Je présente une méthode originale d'analyse des données, méthode qui m'a permis de caractériser les cycles de résilience de l'écosystème. **Dans le chapitre IV**, je réponds à la question du forçage externe de ces dynamiques. Je montre à l'aide d'analyses de co-variances croisées que les vagues générées par une oscillation climatique à large échelle peuvent être identifiées comme l'origine des dynamiques observées, et que les variations actuelles du niveau de la mer sont en revanche faiblement corrélées. **Dans le chapitre V**, je me sers des cartes produites dans le premier chapitre pour caractériser et cartographier la structure démographique des mangroves. J'utilise les données d'inventaires forestiers récoltées en Guyane afin de construire un modèle de croissance de la biomasse qui combiné aux cartes d'âge, permet de quantifier à large échelle le carbone aérien des mangroves. **Dans le dernier chapitre (VI)**, je m'attache à discuter comment l'ensemble de ce travail peut permettre de mieux cerner le rôle du climat dans le cycle du carbone côtier de Guyane et de quantifier son impact sur le long terme.

CHAPITRE II. REVUE GENERALE DES CONNAISSANCES SUR

L'ENVIRONNEMENT PHYSIQUE LITTORAL

" Les étroites terres basses, en savane arborées ou noyées, longent [...] une côte basse, envasée, ourlée de palétuviers et au tracé périodiquement changeant. Ce type de littoral amphibie se poursuit sur 2000 km des bouches de l'Amazone à celles de l'Orénoque et du temps des marines à voile, on aimait ... atterrir en Isle de Cayenne. Bien balisé par les mornes boisées, visibles du large, son havre sûr permettait la relâche : on y ... débarquait la caïenne, c'est-à-dire la cuisine !»

Lasserre *et al.* (1979) Atlas des départements français d'Outre-Mer : 4. La Guyane. Planche 1.

II.A. SITUATION GEOGRAPHIQUE

La Guyane est un département français et une région d'outre-mer (DOM-ROM) située sur la côte nord-est du continent sud-américain, entre 2° et 6° de latitude nord et 51° et 54° de longitude ouest (Figure 5). La Guyane est la plus petite et la plus à l'est de ce que l'on nomme les trois Guyanes (Guyana, Surinam, Guyane). Elle est limitée à l'ouest par le fleuve Maroni et à l'est par l'Oyapock, formant respectivement des frontières naturelles avec le Surinam et le Brésil (Figure 6). Sa superficie est de 86 504 km², dont les 9/10èmes sont couverts par la forêt tropicale humide. Les quelques 320 km de bande côtière correspondent à des plaines de basse altitude situées entre 0 et 15 m où prédominent les savanes, les forêts galeries, les marécages et les mangroves (Figure 7).



Figure 5: Situation géographique de la Guyane dans l'Atlantique tropical.

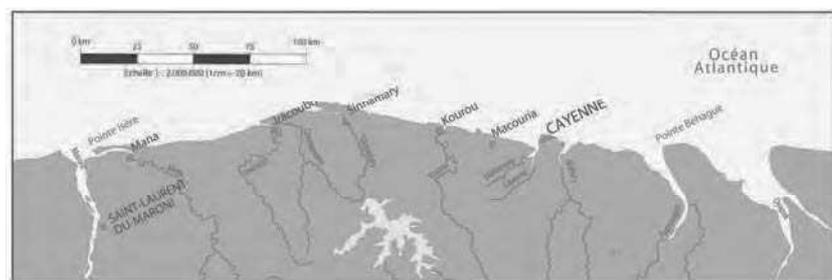


Figure 6: Carte générale de la Guyane.

II.B. L'ASSISE GEOLOGIQUE

La Guyane est une ancienne péninsule située sur le bouclier guyanais (Choubert, 1974). Ce bouclier est formé de roches précambriennes (4-5 milliards d'années) surmontées par endroits de roches volcaniques et sédimentaires. Le bouclier s'est érodé et aplani sur

de vastes surfaces faiblement entaillées par le réseau hydrographique et couvertes aujourd'hui par la forêt dense humide. La frange côtière de ce bouclier est recouverte de terrains marins du tertiaire et du quaternaire (Figure 7). A certains endroits, le bouclier affleure sous forme de rochers émergents à la surface de l'eau, comme les « battures » présentent sur toute la côte. Cette frange côtière de basse altitude qui s'étend de 5 à 50 km vers l'intérieur des terres peut être subdivisée en 2 grandes unités (Prost, 1989; Frouin *et al.*, 1997) :

1) La « jeune » plaine côtière (Figure 8), datant de la série géologique Démérara de l'Holocène (-10 000 ans), située entre 0 et 5 m d'altitude, est formée par des argiles fluviomarines occupées par la mangrove et les marais côtiers. Cette plaine est intersectée par endroits par de fins dépôts sableux amenés par les fleuves locaux, allongés parallèlement à la côte (70-200 m de large) appelés « cheniers ».

2) L'« ancienne » plaine côtière (Figure 8), située environ entre 5 et 15 m d'altitude, héritée de la série Coswine du Pléistocène (-2,6 millions d'années à -10 000 ans), bordant le bord du socle précambrien, est occupée par des bandes pré-littorales sablo-argileuses (de 400 à 600m de large), des savanes sur dépôts de sables fins, et des marécages. Les marécages naissent du colmatage et de l'inondation du réseau hydrographique en amont des barres pré-littorales.

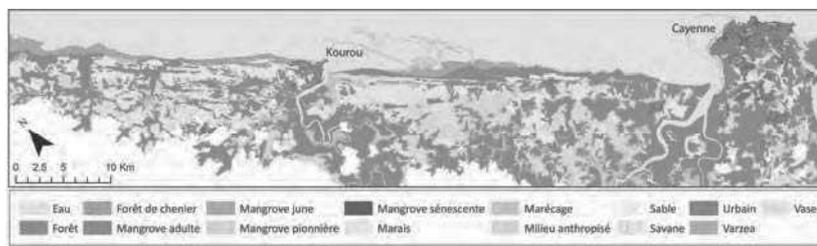


Figure 7: Carte des formations végétales littorales aux environs de Cayenne et Kourou en 2006. D'après les données issues du programme de cartographie des littoraux amazoniens (PROCLAM).

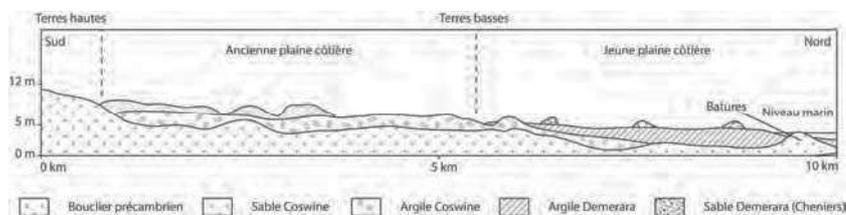


Figure 8: Coupe des strates lithologiques de la plaine côtière de Guyane. D'après Prost (1989).

A l'échelle géologique du quaternaire, plusieurs auteurs ont démontré le contrôle morpho-sédimentaire du littoral par les changements du niveau marin et par l'influence de l'apport sédimentaire amazonien (Bouysse *et al.*, 1977; Pujos *et al.*, 1990). Pendant les périodes de haut niveau marin du Pléistocène, les sédiments amazoniens ont été déposés par les courants sur le plateau continental (mesurant de 100 à 150 km de large), dans une strate de vase actuellement relique située sous les dépôts actuels. Pendant les périodes de bas niveau marin, la côte est descendue jusqu'à la limite du plateau continental (isobathe actuelle des -60 m). Les sédiments se déposaient alors dans la plaine abyssale et non plus sur le plateau continental. On trouve à l'isobathe actuelle des -60 m un ancien récif et des facies sableux témoins de paléo-estuaire du Maroni, du Mahury et de l'Oyapock (Bouysse *et al.*, 1977; Pujos *et al.*, 1990). Il y a 8 000 ans, le niveau marin remonte à l'isobathe actuelle des -30 m et la décharge sédimentaire amazonienne recommence de nouveau à s'accumuler sur le plateau continental au-dessus de la couche de dépôt du Pléistocène (Pujos & Odin, 1986).

La décharge sédimentaire de l'Amazone pourrait aussi avoir subi des variations à des échelles de temps centennales comme le souligne Eisma *et al.* (1991). Alexander *et al.* (1986) ont en effet montré par interprétation de profils sismiques que la vase récente déposée dans le delta sous-marin de l'Amazone ainsi que le long du littoral des Guyanes est âgée de 100 à 200 ans. Elle est déposée par-dessus une couche plus ancienne âgée de 1000 ans au moins. Eisma *et al.* (1991) proposent d'expliquer la présence de ce hiatus de 800 ans par une période plus sèche sur les Andes et le bassin amazonien qui se serait soldée par une période de pénurie en sédiment. Il souligne cependant le manque de données soutenant cette hypothèse.

II.C. L'INFLUENCE CLIMATIQUE

L'environnement physique littoral est marqué par l'influence de conditions climatiques particulières qu'il est important de comprendre avant d'aborder l'hydrodynamisme sédimentaire et la structuration des écosystèmes côtiers.

II.C.1. Les centres d'action atmosphérique

La Guyane se trouve dans la zone de circulation atmosphérique de direction générale est-ouest, commandée par les deux ceintures anticycloniques subtropicales (hautes pressions) : l'anticyclone des Açores dans l'hémisphère Nord et celui de Sainte Hélène dans l'hémisphère Sud.

Le centre d'action majeur est toutefois celui des Açores, dont les variations intra-saisonniers, saisonniers et interannuels exercent une influence prépondérante sur le littoral de Guyane via son contrôle sur la zone intertropicale de convergence (ZIC) et plus particulièrement sur la durée de la saison des pluies de novembre à juillet. L'influence de l'anticyclone de Sainte Hélène se fait quant à lui sentir modérément en saison sèche de juillet à novembre. Les alizés en provenance du sud-est que ce dernier initie sont plus secs et plus chauds que les alizés de nord-est envoyés par l'anticyclone des Açores. Les deux alizés rentrent en conflit dans la zone intertropicale de convergence.

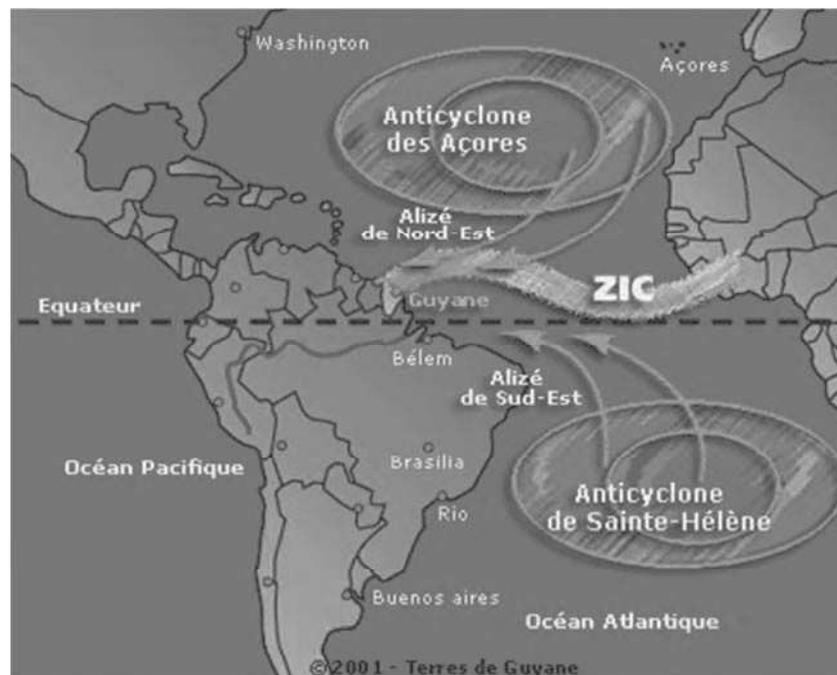


Figure 9: Positions schématiques des centres d'action atmosphérique influençant le climat de Guyane. Source : Terres de Guyane 2001.

En s'élevant, l'air se refroidit et la convection donne naissance à des systèmes nuageux très puissants de type cumulo-nimbus, apportant de fortes averses et plus rarement un ciel couvert avec pluie continue. Cette zone de basses pressions au voisinage de l'équateur mesure de 10 à 100 km de large au niveau de la mer. La ZIC est caractérisée par un déplacement saisonnier en latitude entre 3° de latitude sud (hiver boréal) et 10° de latitude nord (été boréal) à une vitesse très variable de 200 km par mois en moyenne (Lasserre *et al.*, 1979). La Guyane est donc balayée deux fois dans l'année par le passage de ce front pluvieux. De novembre à

février, la ZIC traverse la Guyane en allant du nord vers le sud. D'avril à juillet, elle traverse une deuxième fois la Guyane en allant du sud vers le nord (Figure 9).

II.C.2. Les saisons

Les saisons en Guyane se définissent d'avantage par la pluviométrie que par les écarts de température (Figure 10). Le régime thermique est en effet relativement uniforme, avec une moyenne annuelle de 25,8° à Cayenne-Rochambeau et une faible amplitude (excepté l'amplitude diurne qui peut être importante). Par contre, deux saisons pluviométriques se distinguent nettement: une saison sèche de juillet à novembre et une saison plus ou moins pluvieuse sur les autres mois de l'année.

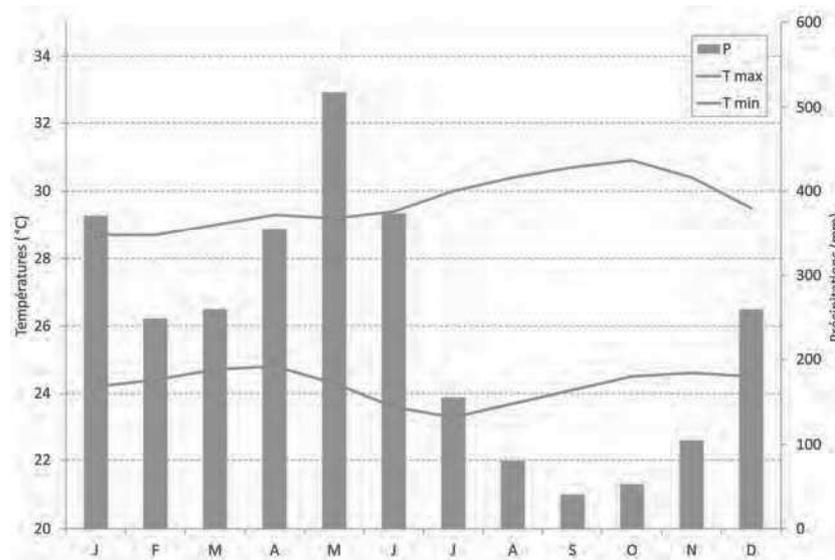


Figure 10: Normales mensuelles de précipitations (P), températures maximales (T max) et minimales (T min) de la station de Cayenne sur la période 1981-2010. Données Météo-France téléchargées sur <http://www.meteofrance.com/climat/outremer/cayenne/97302005/normales>.

A partir de novembre, lors du passage de la ZIC sur la Guyane dans sa course vers le sud, des averses déclenchent progressivement. Les mois les plus pluvieux (50% de la pluviométrie annuelle environ) sont d'avril, mai et juin lorsque la ZIC stationne sur la Guyane dans sa phase de remonté en latitude. On peut différencier 3 sous-saisons au sein de la saison des pluies. Une première sous-saison se situant entre décembre et janvier, correspondant à l'hiver boréal, où les pluies sont modérées à fortes et accompagnées d'une baisse des températures. Le « petit été de

mars » est une sous-saison de beau temps relatif située en février-mars, où la ZIC est sur sa position méridionale maximale. Une troisième sous-saison des pluies, lors du nouveau passage de la ZIC sur la Guyane, se déroule ensuite jusqu'au début de la saison sèche en juillet.

De juillet à novembre, la ZIC est déportée loin au nord de la Guyane. C'est l'été boréal et la Guyane reçoit l'influence de masses d'air du pôle Sud, asséchées par leur passage sur le continent sud-américain. L'air du pôle Nord, ayant dû contourner l'anticyclone des Açores en passant par le continent ouest-africain, est lui aussi relativement asséché. Ainsi, les précipitations sont minimales de septembre à octobre.

II.C.3. Le régime des vents

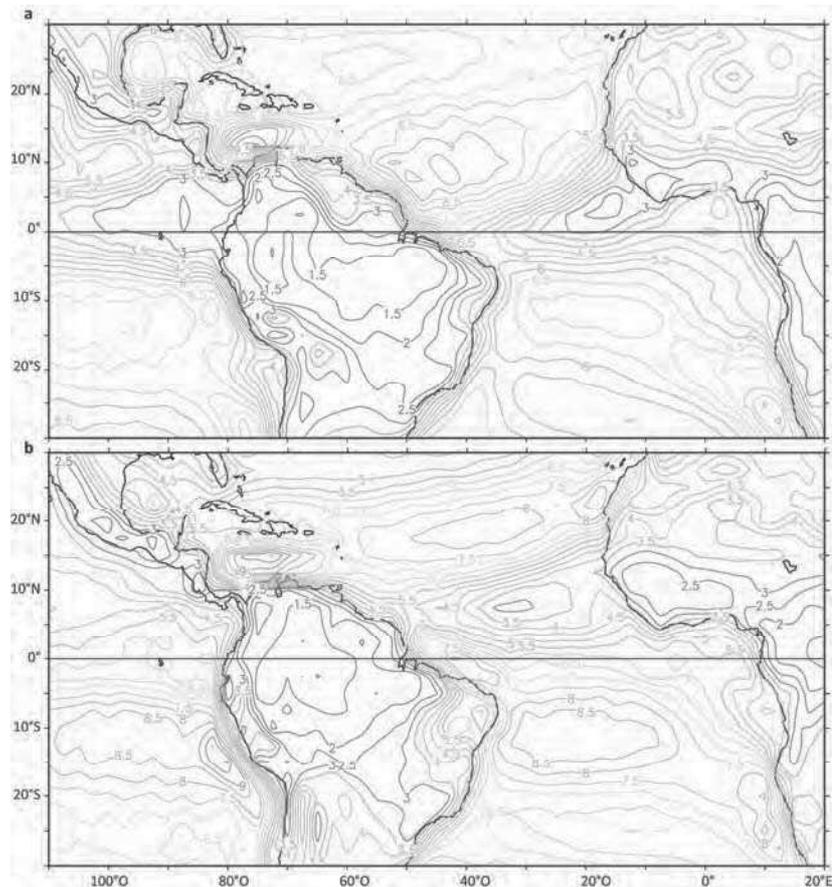


Figure 11: Carte des vents de surface exprimée en mètre par seconde (m.s) sur la période 1968-1996. **a)** Moyenne d'hivers (J-F-M). **b)** Moyenne d'été (J-A-S).
Données obtenues sur <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded>.

Le régime des vents est lui aussi dépendant de l'activité de la ZIC (Figure 9). En hiver boréal (Figure 11), de janvier à mars, la ZIC est positionnée à son maximum méridional, c'est donc l'alizé boréal humide et instable de direction nord-est vers sud-ouest qui balaye la Guyane. Pendant la deuxième période des pluies, de mi-mars à mi-juillet, l'alizé austral de direction sud-est vers nord-ouest peut altérer l'influence de l'alizé boréal. Pendant la saison sèche (Figure 11), d'août à novembre, l'alizé austral sec et plus faible souffle généralement de l'est vers l'ouest.

Augustinus (2004) a montré à partir de l'analyse de données de vents de surface de la station Cayenne-Rochambeau entre 1956 et 2001, que la provenance est-nord-est des vents d'hiver a eu tendance à se renforcer, bien que l'on observe dans ces données une forte variabilité interannuelle. En ce qui concerne la vitesse de ces vents, on observe également une tendance à l'accélération passant de 6 à 8,5 m.s⁻¹ sur la période.

II.D. L'INFLUENCE HYDRO-SEDIMENTAIRE

Le littoral guyanais et plus largement celui des 3 Guyanes est caractérisé par un dynamisme hydro-sédimentaire exceptionnel qui a fait l'objet de nombreux programmes de recherche depuis plus de 30 ans. On peut citer entre autres, le Netherlands Engineering Consultants (NEDECO, 1968), organisme néerlandais qui a surtout étudié la dynamique sédimentaire du Suriname dans les années 1970 ; le programme interdisciplinaire international américano-brésilien AMASSEDS (Nittrouer *et al.*, 1991) entre 1989 et 1993 ; le chantier plateau continental et littoral de Guyane du PNEC (Programme National Environnement Côtier du CNRS) entre 2001 et 2003 ; le PNOC Guyane (Programme National Océan Côtier) sur les bancs de vase côtiers, coordonné par l'IRD ayant précédé le PNEC.

II.D.1. Les conditions hydrodynamiques générales de la zone

a. Les courants de surface

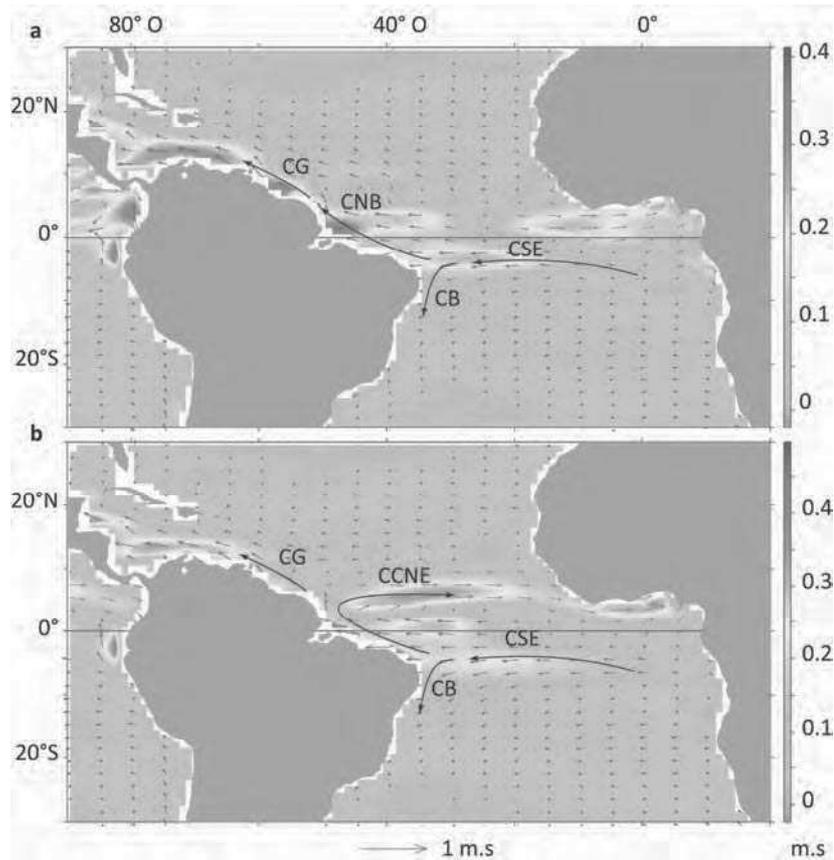


Figure 12: Carte des courants de surface océanique dans l'Atlantique. **a)** Moyennes d'hiver (J-F-M) sur la période 1993-2003. **b)** Moyennes d'été (J-A-S) sur la période 1993-2003. Les directions sont indiquées par les flèches. Les vitesses en mètre par seconde (m.s) sont indiquées par la longueur des flèches et par les couleurs de fond. Courant de Guyane (CG), Courant Nord Brésil (CNB), Courant du Brésil (CB), Courant Sud Equatorial (CSE) et Contre-Courant Nord Equatorial (CCNE). Données obtenues sur <http://www.oscar.noaa.gov/>.

La circulation océanique de surface de la zone côtière de la Guyane est soumise à l'influence unidirectionnelle du Courant Nord Brésil (CNB, Figure 12). Devant la Guyane, le CNB est large d'environ 250 km et sa décharge liquide a été estimée entre 5 et 10 millions de $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour une vitesse variant de 0,5 à 2 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ (NEDECO, 1968; Frouin *et al.*, 1997). Le

CNB est alimenté par le courant sud-équatorial et moins largement par le courant nord-équatorial qui traversent l'Atlantique tropical en provenance des côtes africaines. Le courant sud-équatorial se divise en deux à l'extrémité est du Brésil (au cap São Roque, 10° S). Une partie, le courant du Brésil, se dirige vers le sud le long de la côte brésilienne, et l'autre vers le nord, donnant naissance au CNB. En été et automne boréal, le CBN alimente le contre-courant nord-équatorial (CCNE) grâce à la formation d'une zone de rétroflexion où se forment des anneaux de tourbillons au nord de la zone côtière de Guyane (Figure 12). En hiver et au printemps, la rétroflexion disparaît largement et le CNB alimente le courant des Guyanes (CG) pour rejoindre le sud de la mer des Caraïbes. Le CNB et les anneaux de tourbillons transportent les eaux chaudes chargées dans l'Atlantique Sud en direction de l'hémisphère Nord ainsi qu'une partie significative des eaux douces du fleuve Amazone sous forme de lentilles d'eau douce (Lentz, 1995).

Au Surinam, dans les eaux côtières peu profondes (0-5m), des vitesses minimales et maximales de 0,1 à 0,4 m.s⁻¹ ont été rapportées par Augustinus (1978). Il faut noter que l'auteur précise que de telles vitesses ne peuvent à elles seules éroder le sédiment et qu'il faudrait des vitesses de plus de 0,7 m.s⁻¹. En Guyane, Gensac (2012) rapporte dans des profondeurs de 5 à 8 m, des courants de fond équivalents de l'ordre de 0,2 à 0,4 m.s⁻¹ et des courants de surfaces de 0,3 à 0,9 m.s⁻¹, apparaissant tous fortement dépendants de la marée.

b. Les marées

En Guyane, les marées sont de type semi-diurne à égalité diurne, c.a.d. qu'il y a deux marées sensiblement équivalentes en magnitude par jour (Figure 13). Le marnage est de régime méso-tidal (Tableau 1).

Tableau 1: Références altimétriques maritimes pour la station Iles du Salut, Guyane (15).

Référence	Hauteur
Niveau de plus haute mer astronomique	3,64m
Niveau des pleines mers de vives-eaux	3,20m
Niveau des pleines mers de mortes-eaux	2,60m
niveau moyen	2,04m
Niveau des basses mers de mortes-eaux	1,50m
Niveau des basses mers de vives-eaux	0,95m
Niveau de plus basse mer astronomique	0,53m

Du fait de la faible pente de la plaine littorale, l'onde de marée se fait sentir le long des cours d'eau jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres en amont.

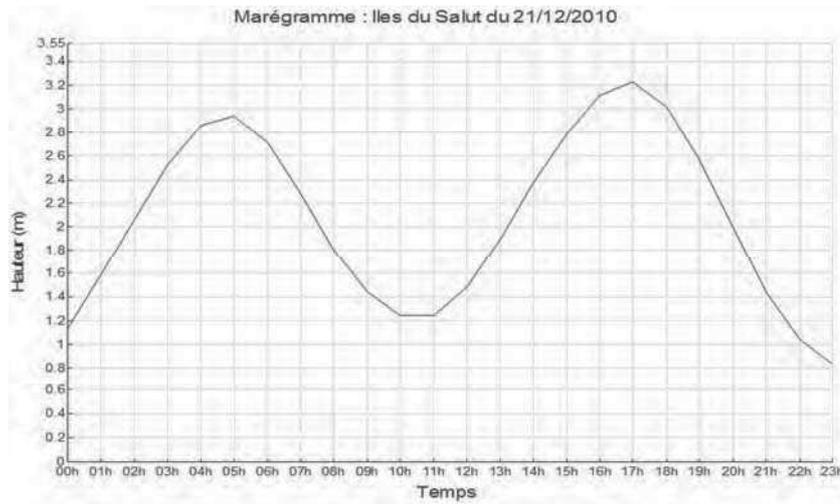


Figure 13: Marégramme du solstice d'hiver 2010 à la station Iles du Salut, Guyane. Données de prédiction issues du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine nationale (SHOM).

Il existe en Guyane trois marégraphes. Deux situés à Dégrad des Cannes et Ilet la Mère sont gérés par le service des Phares et Balises de Guyane. L'autre géré par le Service Hydrographique de la Marine Nationale (SHOM) est en place depuis 2006 sur l'île Royale. Un autre marégraphe sur l'île Royale (Iles du Salut) a fonctionné de 1989 à 2007 sous la responsabilité de la Direction de la Mer. Les données de ces marégraphes peuvent être récupérées sur <http://data.shom.fr/#donnees/refmar>.

c. Les vagues et les houles

Les mers du globe sont parcourues par des vagues générées par les vents de surface océanique. Lorsque les vagues se propagent à l'extérieur de la zone ventée où elles ont été générées (zone de fetch), l'onde de surface qu'elles forment devient une houle. Houles et vagues peuvent se chevaucher, de même qu'elle peuvent interagir avec les courants et le niveau de la mer¹.

¹ Ici, nous emploierons pour plus de clarté le mot « vague » que ce soit pour désigner les houles ou les vagues à proprement parler.

Il existe très peu d'enregistrements des paramètres de vagues en Guyane. Hormis des campagnes ponctuelles et une bouée du Centre d'Etudes Techniques Maritimes et Fluviales (CETMEF) a été positionnée en face de Cayenne à environ 7 km de la côte en 2007. Entre 2007 et 2008 et depuis 2010, cette bouée a enregistré en continu la hauteur, la période et la direction des houles. Les données peuvent être retrouvées sur <http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr>.

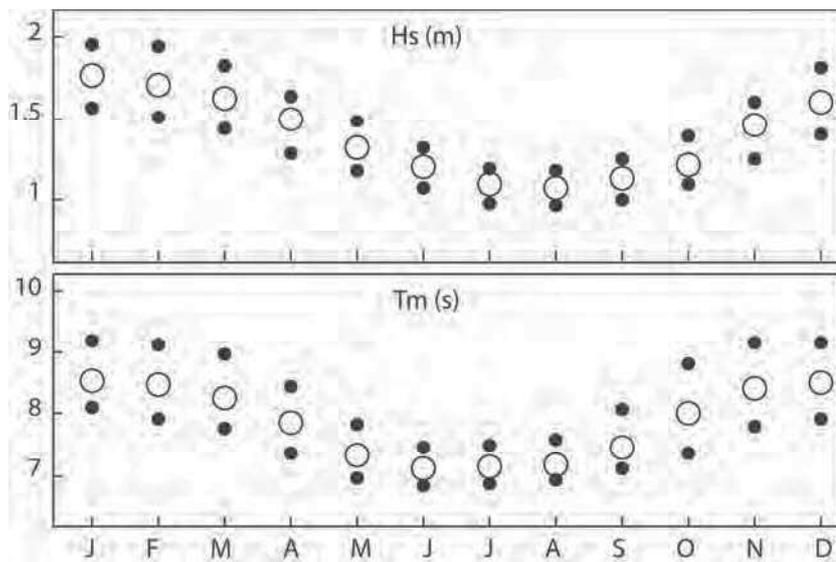


Figure 14: Moyennes journalières des hauteurs (Hs) et périodes (Tm) des vagues sur la période 1960-2004 à 5°N et 52°O. Les points correspondent au premier et troisième quartile et les cercles à la valeur médiane. D'après Gratiot *et al.* (2007).

Ce que l'on sait plus généralement d'observations ponctuelles (NEDECO, 1968), combinées à des observations satellites d'altimétrie radar et assimilées dans des modèles de vagues (Gratiot *et al.*, 2007), c'est que les vagues qui frappent la côte de Guyane proviennent de manière générale du nord-est et de l'est et sont générées dans l'Atlantique tropical par les alizés. Ces vagues sont marquées par une saisonnalité en lien avec la dynamique des centres d'action atmosphériques détaillée plus haut. Une saison à haute énergie s'étend d'octobre à mai (hiver boréal) et contraste avec une autre à faible énergie s'étendant de juin à septembre (été boréal; Figure 14). Les hauteurs de vagues sont de 1 m à 2,5 m et les périodes de 7 à 10 secondes (Gratiot *et al.*, 2007). A l'intérieur de ce régime général peuvent se produire des événements extrêmes de vagues correspondant à l'arrivée sur la côte de houles générées au loin par des cyclones tropicaux et extratropicaux. Quand ces vagues se combinent à une marée haute de

vives eaux, elles peuvent occasionner des dégâts importants sur les infrastructures littorales. Ainsi, van Ledden *et al.* (2009) rapportent en octobre 2005 l'arrivée de houles de provenance est-nord-est à nord-nord-est. Ces houles, marquées par des périodes anormalement longues (18 à 20 secondes), ont été extrêmement destructrices sur le littoral endigué du Guyana. Elles ont été générées par une tempête apparue quelques jours auparavant dans le nord de l'Atlantique Nord (Islande) et ont traversées l'océan Atlantique avant de venir s'écraser sur la côte du Guyana. Il semble que cet évènement n'a pas été remarqué en Guyane.

II.D.2. Le système de dispersion des sédiments amazoniens

a. L'apport de l'Amazone

Débits liquides et débits solides

L'Amazone est le plus grand fleuve du monde avec un bassin versant couvrant $6,1 \times 10^6$ km² (Goulding *et al.*, 2003). Son débit liquide à Óbidos, dernière station de relevé située à 900 km avant l'embouchure, a été estimé à 173×10^3 m³.s⁻¹ \pm 6,2 % entre 1968 et 2007 (Martinez *et al.*, 2009), ce qui constitue 18 % des apports fluviaux dans l'océan mondial, le plaçant en tête des fleuves du monde (Frouin *et al.*, 1997; Allison *et al.*, 2000). Une étude menée entre 1995 et 2007 à l'aide d'imagerie satellitaire et de mesures de terrain (Martinez *et al.*, 2009) a montré que l'Amazone transporte en suspension dans l'eau 754×10^6 tonnes de sédiments par an \pm 8,6 %. Ces matières en suspension sont constituées à 90 % par des argiles et des limons (Dagg *et al.*, 2004). On estime en outre que le fleuve charrie en son lit $4,7 \times 10^6$ tonnes de sédiments par an (Strasser *et al.*, 2002). 90% des sédiments transportés par l'Amazone sont originaires de l'érosion des Andes et transitent par le bassin versant amazonien jusqu'à son embouchure (Gibbs, 1967; Pujos *et al.*, 1997).

Variabilité saisonnière et interannuelle

Le débit liquide amazonien à Óbidos est marqué par une forte variabilité saisonnière, le maximum étant d'environ 225×10^3 m³.s⁻¹ en avril-juin et le minimum d'environ 90×10^3 m³.s⁻¹ en janvier-février (Martinez *et al.*, 2009). Le débit solide est lui aussi marqué par une forte variabilité saisonnière qui précède cependant de quelques mois le maximum du débit liquide. Le maximum est en effet d'environ $1,0 \times 10^8$ tonnes par mois situé en mars-avril et le minimum d'environ $6,0 \times 10^7$ tonnes par mois en novembre-décembre.

A l'échelle interannuelle, Martinez *et al.* (2009) ont montré que débit liquide et débit solide de l'Amazone ne sont pas corrélés en magnitude. Alors que la quantité de la décharge liquide ne varie guère à

l'échelle interannuelle depuis les années 1950, les auteurs ont montré une augmentation significative de la charge solide de 16 % sur la période 1995-2007 passant d'environ $6,5$ à $8,5 \times 10^8$ t.an⁻¹. Cette augmentation pourrait être liée à la déforestation du bassin amazonien.

La plume turbide de l'Amazone

Les sédiments déchargés dans l'estuaire de l'Amazone forment une plume turbide s'étendant de 100 à 500 km de la côte. Cette plume est rabattue contre le continent par les courants marins, les courants de marées, les vents de surface et les vagues contrôlés par l'alizé d'est (Lentz, 1995). D'août à octobre, environ 70 % de l'eau douce du panache amazonien formant le CNB est aspirée par la réflexion et se dirige vers l'est dans le CCNB (Lentz, 1995). Seulement 30 % de ces eaux continue donc vers la Guyane et le sud des Caraïbes. Les eaux douces amazoniennes se dispersent en se fractionnant et en formant des lentilles d'eau douce indépendantes qui se déplacent en fonction des courants (Lentz, 1995).

L'apport des autres fleuves

Les apports liquides et solides des autres fleuves sur le littoral guyanais, notamment ceux des fleuves Oyapock, Approuague, Mahury, Cayenne, Kourou, Sinnamary, Iracoubo, Mana et Maroni, sont très limités par rapport à ceux de l'Amazone. Leur influence sur les dynamiques hydro-sédimentaires estuariennes et côtières reste cependant mal connue. Bien que de très faibles quantités d'eau et sédiments soient amenées par ces fleuves en comparaison avec ceux de l'Amazone, les plus importants d'entre eux pourraient jouer un rôle d'épi hydraulique en affectant le déplacement des bancs de vase (Gratiot *et al.*, 2005; Anthony *et al.*, 2013). Pujos *et al.* (2000) ont montré, par l'analyse de l'assemblage des métaux lourds, que les fleuves locaux sont à l'origine de la présence des rares plages de sable sur le littoral de Guyane. Ces sables peuvent aussi former les cheniers qui intersectent la basse plaine littorale.

b. La formation des bancs de vase migrants

Des bancs de vase formés par 20% de l'apport amazonien

Les premiers bancs de vase migrant tels qu'on les connaît en Guyane peuvent s'observer à partir du nord de la côte brésilienne, dans l'état de l'Amapa (Figure 15). Plusieurs auteurs ont démontré l'origine andine des sédiments présents dans les bancs de vase côtiers de la Guyane au Venezuela (Gibbs, 1967; Milliman *et al.*, 1982; Pujos & Odin, 1986). Cependant, la totalité de la décharge sédimentaire amazonienne n'est pas déversée sur la côte des Guyanes. Selon Kuehl *et al.* (1986) 36-68 % de la décharge sédimentaire amazonienne est déposée dans le delta subaquatique du fleuve, alors qu'environ 12-14 % est transportée en suspension dans l'eau vers le nord-ouest le long de la côte de l'Amapa. Selon Wells & Coleman (1978), environ 7-8,5 % de la décharge migre sous forme de bancs de vase accolés à la côte de l'Amapa. C'est donc environ 20% des apports amazoniens, soit environ 150×10^6 tonnes annuelles de sédiments selon les estimations de Martinez *et al.* (2009), qui sont transportés depuis l'embouchure du fleuve vers la côte des Guyanes. Bien que la combinaison des mécanismes reste peu connue, Eisma *et al.* (1991) ont suggéré que le transport sédimentaire est généré par l'interaction des courants de marée, pouvant atteindre 2 m.s^{-1} (l'amplitude tidale étant de 5-8 dans l'embouchure), des vagues et des vents de surface de direction générale nord-nord-ouest, le courant NBC et le courant des Guyanes pouvant atteindre 2 m.s^{-1} , ainsi que par la circulation estuarienne créée par le fleuve lui-même. Selon Kuehl *et al.* (1986), seulement moins de 5% de la décharge est exportée vers l'océan ouvert. Selon Eisma & van der Marel (1971) et Eisma *et al.* (1991), seulement 1 % est séquestrée dans les mangroves de la côte Guyane-Surinam-Guyana.

Désynchronisation entre apport amazonien et formation d'un banc de vase

Les bancs de vase migrants qui traversent la Guyane, le Surinam et le Guyana se forment sur les côtes de l'Amapa au nord de l'estuaire de l'Amazon (7). Un argument quantitatif démontre qu'il n'y a pas de synchronisation entre décharge sédimentaire annuelle de l'Amazonie et formation d'un banc de vase. En Guyane, les bancs de vase peuvent mesurer 10-60 km de long, 20-30 km de large, 2-5 m d'épaisseur et se déplacer de 1 à 5 km.an^{-1} (Gardel & Gratiot, 2005). Un banc de vase peut ainsi contenir entre $400 \times 10^6 \text{ m}^3$ et $9 \times 10^9 \text{ m}^3$ de sédiments. Avec une teneur moyenne de 50% d'eau par volume et une densité minérale d'environ $2,5 \text{ g.cm}^3$ (Eisma *et al.*, 1991), un banc de vase peut donc contenir entre 500×10^6 tonnes et $11,25 \times 10^9$ tonnes de vase, soit entre 0,6 fois et 12 fois l'apport sédimentaire annuel de l'Amazonie. Grace aux

images satellites Modis, on compte, entre 2000 et 2014, à peu près 33 bancs de vase migrants du cap Cassipore (Nord de l'Amapa) à l'embouchure de l'Orénoque (Venezuela; Communication personnelle Erwan Gensac). La masse sédimentaire en transit sur le long des Guyanes peut donc être estimée grossièrement entre 16 500 millions et 371 milliards de tonnes de sédiments soit entre 22 et 2475 années d'apport sédimentaire amazonien.

Cette estimation grossière est un argument qui prône pour une séquestration « locale » des sédiments en zone sub-tidale. Les sédiments, séquestrés pendant plusieurs années, seraient accumulés et accolés à la côte sous la forme d'un banc de vase individuel à l'occasion d'évènements et de mécanismes encore inconnus.

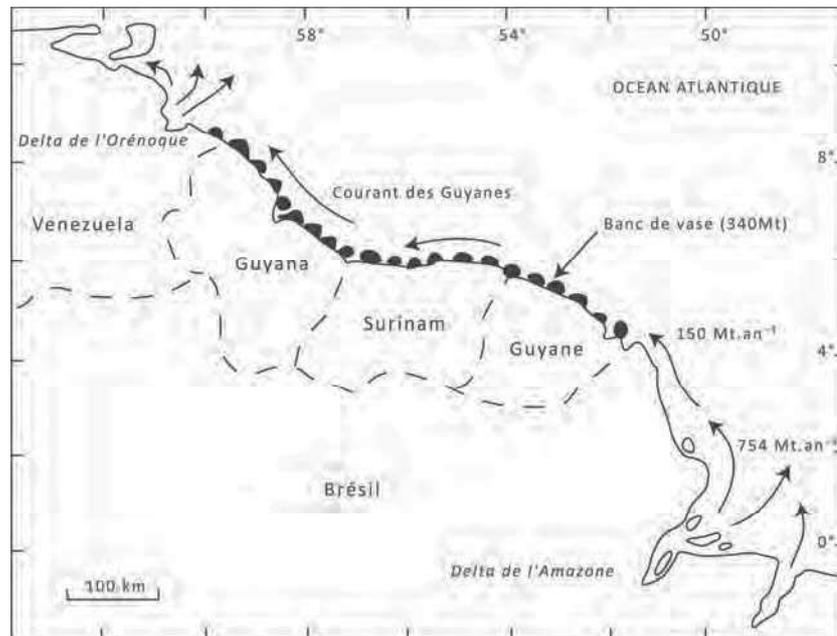


Figure 15: Décharge sédimentaire sur les 1500 km de côte des Guyanes de l'estuaire de l'Amazone à celui de l'Orénoque. Les sédiments déversés par l'Amazone sont en partie accolés à la côte sous forme de bancs de vase migrants vers le nord-ouest poussés par les courants côtiers. Inspiré de Froidefond *et al.* (1988).

Mécanique hydro-sédimentaire

Les mécanismes hydro-sédimentaires qui opèrent dans la formation des premiers bancs de vase au niveau de la côte de l'Amapa sont en effet mal connus. Allison *et al.* (2000) les ont étudiés à l'échelle

saisonnaire entre 1989 et 1991 à l'aide de profils sismiques, de carottes sédimentaires et de mesures dans la colonne d'eau dans la région du cap Cassipore (nord de l'Amapa). Ils ont pu observer deux bancs de vase en formation juste à l'est de l'estuaire. La présence d'une plume d'eau amazonienne de faible salinité contre la côte et d'un front de salinité de fond à l'isobathe des 5 m joueraient selon les auteurs un rôle fondamental dans le piégeage des sédiments à la côte. Kineke & Sternberg (1995) avaient observé que de fortes vagues d'alizés avaient tendance à générer une remise en suspension de sédiments déposés sur le plateau continental et à les accoler à la côte formant des zones très turbides (10-330g/l sur une épaisseur de plus de 7 m !). Allison *et al.* (2000) proposent un modèle pour comprendre la formation du système de migration des bancs de vase. Au cours d'une période de forte énergie, c.a.d. de vagues anormalement hautes et de vents anormalement forts, les sédiments sont remis en suspension sur la côte dans des zones à très forte turbidité sur le Cap Cassipore. Ces sédiments sont déposés sur plusieurs saisons, années voir même décennies. Pendant les périodes de fortes vagues, les amas de vase accumulés peuvent se détacher en même temps du cap Cassipore et traverser l'estuaire pour venir s'accumuler de l'autre côté de l'estuaire (phase de formation du banc). Les vagues et courant constants remettent en suspension les sédiments et les redéposent plus loin, faisant avancer progressivement d'est en ouest le banc de vase. Lors de périodes à faible énergie de vagues, le dépôt est favorisé à l'est de l'estuaire. Le banc de vase à l'ouest de l'estuaire continue à migrer sans nouvel apport sur la rive, créant ainsi une zone à plus faible turbidité (phase d'inter-banc). L'alternance de périodes multi-décennales de fortes et de faibles intensités de vagues serait à l'origine de zones/phases de banc et d'inter-banc. Ce modèle reste à vérifier par des campagnes de mesure complémentaires dans la zone du Cap Cassipore et du Cap Orange.

c. Morphologie des bancs de vase

Nous l'avons vu, un banc de vase peut mesurer plusieurs dizaines de kilomètres de long et de large. Les bancs de vase sont séparés par des zones d'inter-banc de plus faible turbidité (1-5 g/l) dont les dimensions sont équivalentes à celles des bancs. Un banc de vase est structuré par plusieurs états de consolidation. Les concentrations s'échelonnent depuis des eaux à très forte turbidité de l'ordre de 1 à 10 g/l, à la vase consolidée de concentration supérieure à 750g/l (Gratiot *et al.*, 2007; Anthony *et al.*, 2010). Les états intermédiaires sont la vase fluide de 10 à 300 g/l et la vase molle de 300 g/l à 650g/l. Les bancs de vase actuels reposent et migrent sur le plateau continental recouvert de vase consolidée datant du Pléistocène (Bouysse *et al.*, 1977; Pujos *et al.*, 1990).

Un banc de vase actuel peut être caractérisé par une partie sub-tidale (toujours immergée) composée de vase non consolidée. Son

extension vers le large peut aller jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres. L'épaisseur de vase sub-tidale peut atteindre 5 m près de la côte. La partie intertidale (dans la zone de balancement des marées) est composée de vase plus ou moins consolidée, drainée par des chenaux de vidange et plus ou moins colonisée par la mangrove. Cette partie peut s'étendre jusqu'à plusieurs kilomètres de la côte, comme à Sinnamary où elle s'étend à 10 km en 2010. Il semble que 2,5 m au-dessus du zéro hydrographique soit l'altitude à partir de laquelle la vase soit assez consolidée pour permettre la colonisation par la mangrove (Proisy *et al.*, 2009). Les échanges de sédiment entre le compartiment sub-tidal et intertidal sont peu connus : dans quelle mesure des échanges existent ? Quels facteurs environnementaux les contrôlent ? Quelles sont leurs dynamiques dans le temps ?



Figure 16: Photographie aérienne oblique d'une barre vaseuse orientée nord-ouest sud-est en zone d'arrière banc. Macouria, novembre 2012.

Les bancs de vase sont des zones d'accumulation caractérisées par un profil topographique convexe tandis que les inter-bancs sont des zones d'érosion caractérisées par des profils concaves (Anthony *et al.*, 2010). Les barres vaseuses (Figure 16) sont des éléments topographiques remarquables qui peuvent être observés depuis satellite et avion (Lefebvre *et al.*, 2004). Ce sont des bourrelets plus ou moins éphémères et mobiles qui pourraient être formés par de fortes houles (Anthony *et al.*, 2008). A l'avant des bancs (ouest), les barres vaseuses sont orientées est-ouest alors qu'à l'arrière des bancs (est), elles sont orientées nord-ouest sud-est (Gensac, 2012). Anthony *et al.* (2008) ont étudié la topographie de la partie intertidale d'un banc de vase à l'aide de différentes techniques de relevé (GPS-tachéomètre laser, lidar, traitement diachronique d'images satellites). Ils ont observé que ces bourrelets sont situés dans la partie basse du compartiment inter-tidal, celle située en dessous du niveau moyen de la mer. Gensac (2012) suggère que ces barres vaseuses sont formées par de fortes houles en hiver. Une fois formées et relativement stabilisées, elles assurent une fonction de protection de la côte en cassant les houles venues du large. Elles favorisent ainsi la sédimentation et la colonisation de l'écosystème en amont.

II.E. CONSEQUENCES SUR LA STRUCTURE ET LE FONCTIONNEMENT DES MANGROVES

Nous avons vu que les conditions géologiques, les influences climatiques et océaniques de la zone côtière interagissent avec l'apport sédimentaire amazonien pour former un système sédimentaire littoral très dynamique. Les conséquences de ce système sur la structure et le fonctionnement de l'écosystème mangrove sont ici revues.

II.E.1. Zonation en mangrove côtière et mangrove ripicole

Les mangroves occupent quasiment toute la bande littorale de Guyane sur une largeur variant de quelques mètres à plusieurs kilomètres. Elles marquent l'interface entre le milieu marin côtier et le milieu terrestre littoral occupé par les forêts sur sable, les marais et les savanes côtières. Compte tenu des fortes contraintes environnementales exercées par le milieu marin sur les végétaux (inondation, salinité et sédimentation excessive notamment), peu de végétaux se sont adaptés et les mangroves de Guyane sont donc des formations végétales quasiment monospécifiques. En Guyane, on distingue deux types de mangroves selon la position qu'elles occupent sur le littoral.

La mangrove d'estuaire forme la ripisylve des bords de cours d'eau soumis à l'influence physique de la marée. Cette mangrove, composée majoritairement par les espèces *Laguncularia racemosa* et

Rhizophora spp., est assez permanente comparée à la mangrove côtière. Cette permanence est due à la relative stabilité sédimentaire des berges comparativement aux conditions sur la façade océanique. La mangrove côtière colonise quant à elle les bancs de vase migrant de la façade océanique. Elle est composée essentiellement par *Avicennia germinans* (L) Stearn et exceptionnellement par quelques individus de *L. racemosa* et *R. spp.* Ces derniers ne supportent pas en effet la plus forte salinité des eaux côtières et la sédimentation intense du front de mer. On les retrouve donc plutôt disséminés en arrière des peuplements d'*A. germinans*. La mangrove côtière est extrêmement instable dans le temps en lien avec la forte dynamique hydro-sédimentaire du littoral. Nous développerons cet aspect plus en détail dans le chapitre suivant en passant en revue les travaux antérieurs qui ont quantifié cette instabilité. En arrière mangrove, dans les zones qui sont temporairement déconnectées de la sédimentation excessive et à la limite des marais d'eau douce ou d'environnement riverains, des espèces de forêt inondée comme *Symphonia globulifera*, *Virola surinamensis*, *Ficus sp.*, *Euterpe oleracea* peuvent se mêler aux vieux peuplements d'*A. germinans* (Proisy et al., 2007). Dans les arrières mangroves qui jouxtent les cheniers, les espèces comme *Hymenea courbaril*, *Acrostichum aureum*, *Rhabdadenia biflora*, *Astrocaryum sp.*, *Hibiscus tiliaceus* peuvent apparaître.



Figure 17: Photographie du stade pionnier qui correspond à la colonisation par *A. germinans* d'un substrat néoformé. Les fentes de dessiccation sont visibles au premier plan. Kourou, octobre 2010.

II.E.2. Les trajectoires de développement de l'écosystème

Un modèle de développement de l'écosystème liant dynamique sédimentaire et dynamique de la végétation a été proposé par Fromard *et al.* (2004). La phase de colonisation végétale apparaît dès qu'une partie inter-tidale du banc de vase est stabilisée et que la vase est suffisamment consolidée (>750 g/l) pour permettre l'ancrage des propagules (Proisy *et al.*, 2009). Cette stabilisation apparaît toujours en premier à l'ouest du banc de vase, dans cette partie qui avance le long de la côte et que l'on appelle l'avant-banc. Proisy *et al.* (2009) ont montré le rôle joué par les fentes de dessiccation de la vase dans le piégeage des propagules d'*A. germinans* en zone d'avant-banc. La colonisation extensive des cohortes de propagules pendant cette phase pionnière est rendue possible par la productivité de l'arbre en fruit, la flottabilité, la viviparité et viabilité des propagules de l'espèce. Fromard *et al.* (2004) ont montré les différents modes de colonisation de l'écosystème pouvant prendre la forme d'une avancée régulière et successive par le front de mer en bandes parallèles à la côte ; d'une extension à partir d'îlots précurseurs ; ou d'une avancée par « arc » se servant des barres vaseuses exondées dont il a été question dans le paragraphe précédent.

La phase de colonisation correspond à une phase pionnière qui est caractérisée théoriquement par la densification du peuplement jusqu'à la fermeture de la canopée (Figure 17). Les densités d'individus sont très importantes et peuvent atteindre environ 30 000 individus par hectare (Tableau 2). L'auto-éclaircie qui suit résulte de la compétition pour la lumière entre les individus. Elle a pour conséquence la mort sur pied des individus les moins performants dans la croissance.

Tableau 2: Caractéristiques structurales des stades de développement de l'écosystème mangrove en Guyane. Données publiées par Fromard *et al.* (2004).

Stade <i>Nom</i>	Densité <i>arbres.ha⁻¹</i>	Hauteur moyenne <i>mètres</i>	Surface terrière <i>m².ha⁻¹</i>	Diamètre moyen <i>cm</i>	Biomasse aérienne <i>t.DM.ha⁻¹</i>
Pionnier	8,400 - 31 100	2,5 - 5	4 - 21	2,3 - 2,7	11,4 - 56,6
Jeune	2 400 - 9 200	5 - 6,1	4 - 21,4	4,3 - 4,8	14,6 - 73,1
Adulte	450 - 917	18,2 - 22	22,5 - 26,8	23,6 - 44,9	180 - 228,8
Mature	162	24,8	51,4	67,1	431,9
Mixte	3047	19	17,8	21,7	122,2
Cimetière	267 - 825	15 - 17	13,8 - 18,5	28,5 - 31,1	77,6 - 110

Les phases jeunes (3-10 ans), adultes (10 à 50 ans) et matures (>50 ans) se succèdent dans un environnement sédimentaire stable (Figure 18). Un stade de mélange avec des espèces des milieux d'eau douce peut

apparaître s'il y a une inondation du milieu par l'eau douce. La dynamique interne forestière est caractérisée par l'auto-éclaircie créant des chablis qui sont rapidement recolonisés. La trajectoire de développement de l'écosystème peut être à tout moment remise en question par un épisode d'érosion du banc de vase qui survient lorsque ce dernier se déplace. A l'est du banc (zone d'arrière-banc), le substrat est alors érodé, les racines sont déchaussées et les arbres tombent. Les troncs d'arbres allongés et accolés à la lisière forment des barrières qui semblent jouer un rôle dans l'amortissement des houles et ainsi retarder l'érosion. Une autre cause de mortalité de l'écosystème à tout moment peut être liée à la sur-sédimentation qui provoque l'asphyxie du système racinaire aérien (phase de « cimetière de mangrove »). Cette sur-sédimentation n'a pas été étudiée et pourrait être la conséquence de fortes houles à marée haute qui déplacent exceptionnellement une grande quantité de vase de la partie sub-tidale jusqu'en mangrove.



Figure 18: Photographie d'un peuplement adulte d'*A. germinans*. Pont Trésor, novembre 2012.

II.E.3. Implications pour la production, le stockage et le devenir de la biomasse

a. La forte productivité du compartiment aérien

Une quantification de la production primaire aérienne nette en mangrove (NPP en anglais), estimée en poids de matière sèche (DM en anglais) par unité de surface, peut être dérivée de comparaisons diachroniques entre les pertes par chute de litière (fleurs, fruits, feuilles et

branches) et les gains par croissance du tronc, utilisés en tant que proxy de la production totale de matière organique sur l'arbre à l'aide de relations allométriques. En utilisant cette méthode, Alongi (2009) estime une NPP moyenne des mangroves mondiales de $11,1 \text{ Mg.C.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$, soit $22,2 \text{ Mg.DM.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$ en utilisant un ratio DM/C de 0,5. Il faut noter que ce chiffre constitue une approximation grossière car il recouvre en réalité une large disparité parmi les espèces et leur stade de développement.

En ce qui concerne tout d'abord les pertes par chute de litière des mangroves de Guyane, Bétouille (Bétouille, 1998) a étudié la structure forestière de plusieurs stades de développement de l'écosystème ainsi que leurs chutes de litière pendant 25 mois. Ses travaux rapportent des pertes moyennes de $10,77 \text{ Mg.DM.ha}^{-1}.\text{an}^{-1} \pm 20\%$. Si nous nous basons sur l'estimation de NPP générale d'Alongi (2009) et les pertes quantifiées par Bétouille (1998), la mangrove guyanaise pourrait atteindre une production primaire brute (GPP en anglais) d'environ $33 \text{ Mg.DM.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$. Nous confirmerons cette estimation dans le chapitre V.

Fromard *et al.* (1998) ont mis au point des équations allométriques spécifiques pour la Guyane permettant de dériver la biomasse sur pied à l'aide d'une mesure du diamètre du tronc. Ces auteurs ont par exemple montré que la biomasse d'*A. germinans* est de l'ordre de 2 kg DM pour un diamètre du tronc de 3 cm, 200 kg DM pour 20 cm et 1,6 t DM pour 40 cm. A l'aide de ce modèle et d'inventaires exhaustifs des diamètres dans des parcelles, les auteurs ont pu dériver des biomasses sur pied par unité de surface pour chacun des stades de développement de l'écosystème (Tableau 2). Le suivi de la croissance du tronc au cours du temps n'a en revanche été que très peu documenté pour les mangroves de Guyane. Cadamuro (Cadamuro, 1999) n'a suivi que sur deux ans la croissance de *Rhizophora racemosa* et non d'*Avicennia g.*. Alongi (2009) a montré pour les mangroves à *Rhizophora apiculata* d'Asie du sud-est que la production photosynthétique augmente rapidement de la phase pionnière jusqu'à 20 ans puis stagne sans décliner pendant au moins 80 ans. Par unité de surface, la biomasse aérienne des mangroves les plus productives au monde peut atteindre 460 t DM.ha^{-1} dans leur stade mature (Komiya *et al.*, 2008). En Guyane, des valeurs de 11 t DM.ha^{-1} pour la phase pionnière à 432 t DM.ha^{-1} pour la phase mature sont rapportées (Fromard *et al.*, 2004). Il n'existe en revanche que peu de relevés dans les stades matures de développement et les relations allométriques pour les gros diamètres sont imprécises et pourraient surestimer les biomasses.

b. Un compartiment souterrain moins connu

La production primaire du compartiment souterrain a été moins étudiée que celle du compartiment aérien. Les rares études existantes

semblent montrer des biomasses souterraines très élevées se répartissant entre 13-15% pour le système racinaire et 75% pour le sol (Alongi, 2014). Très peu d'études ont permis de mettre au point des relations allométriques pour le système racinaire composé des racines souterraines, racines aériennes ou tapis de pneumatophores (Komiya *et al.*, 2008). En Guyane, on suppose que 40% de la biomasse de l'arbre pourrait résider dans le système racinaire (communication personnelle de R. C. Aller) mais cette estimation n'est pour l'instant soutenue par aucune mesure *in situ* (Figure 19).



Figure 19: Photographie du système racinaire d'un *A. germinans* adulte dans une zone en érosion sur la rive ouest de la rivière Cayenne en novembre 2012. En Guyane, on estime grossièrement que 40% de la biomasse d'*A. germinans* pourraient résider dans son système racinaire.

Donato *et al.* (2011) rapportent que les mangroves sont les écosystèmes forestiers les plus riches en carbone sous les tropiques et que cette richesse leur est conférée par l'accumulation souterraine de 50 à 90 % de leur biomasse. Marchand (2003) et Marchand *et al.* (2003) ont caractérisé la matière organique enfouie dans les sédiments de divers stades de développement de la mangrove de Guyane, et ont montré la présence d'une fraction pauvre d'origine détritique amazonienne et d'une fraction autochtone issue de la décomposition locale de la litière. Dans les sédiments des mangroves pionnières et jeunes, des débris détritiques d'origine amazonienne et de matières organiques provenant des biofilms benthiques prédominent. La litière de ces mangroves est vraisemblablement exportée par les marées quotidiennes et les teneurs en carbone organique total (TOC en anglais) sont faibles et ne dépassent pas 3% par volume dans les 5-15 cm de profondeur. Ces valeurs confirment celles de Augustinus (1978), Eisma & van der Marel (1971) et Delft Hydraulics Laboratory (1962). Dans les mangroves plus âgées, Marchand (2003) et Marchand *et al.* (2003) retrouvent une part croissante de débris

issus de la dégradation de la matière végétale autochtone. Les sédiments des mangroves matures sont 10 fois plus riches que ceux des jeunes mangroves avec des valeurs de 19% dans les 10 premiers centimètres. Sous cette couche superficielle enrichie, la faible matière organique est composée par les abondants débris détritiques d'origine amazonienne.

c. La dégradation de la biomasse

Marchand (2003) rapporte notamment que les teneurs en carbone organique dissout (DOC en anglais) dans les eaux interstitielles des mangroves de Guyane augmentent avec l'âge de l'écosystème et la profondeur du sol pour atteindre des valeurs exceptionnelles de 300 mg/l^{-1} à 50 cm dans les mangroves matures (concentrations moyennes d'un sol naturel étant de 30 mg/l). L'absence relative de matière organique sédimentaire au regard des fortes teneurs en DOC indiquerait une forte activité de décomposition et de reminéralisation par lessivage, par les bactéries et par les micro et macroorganismes (crabes).

d. L'exportation du carbone

Odum & Heald (1972) ont proposé qu'une large part de la production primaire en mangrove est exportée vers l'océan par la marée et les dynamiques hydro-sédimentaires. Cette part constitue alors des détritiques de base pour la chaîne trophique marine et le cycle du carbone côtier. Selon des études menées par Dittmar & Lara (2001a, 2001b) dans les mangroves à 150 km au sud de l'estuaire de l'Amazone, 50% de la production primaire de la mangrove est exportée dans l'océan sous forme de POC, DOC et de nutriments. Selon une revue de Jennerjahn & Ittekkot (2002), 25% serait reminéralisé sur place en mangrove et les 25% restant serait exporté vers le plateau continental. Selon Twilley *et al.* (1992) et Jennerjahn & Ittekkot (2002), 15% du carbone organique accumulé dans les sédiments marins sur les plateaux continentaux serait fourni par les mangroves. Enfin selon Dittmar *et al.* (2006), les mangroves seraient responsables de 10% du DOC transporté dans les océans.

Cette exportation se ferait sous forme organique particulière, dissoute, mais probablement aussi en grande partie sous forme inorganique. La revue de Bouillon *et al.* (2008) rapporte des valeurs moyennes de $137 \pm 172 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ pour le POC et de $150 \pm 134 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ pour le DOC. La somme des deux correspond à une valeur moyenne totale (TOC) de $252 \pm 277 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. De nombreuses mesures de flux de CO_2 entre les interfaces sédiment/eau, air/eau et sédiment/air ont été effectuées dans diverses mangroves du monde (Alongi, 2014). Une valeur moyenne de respiration benthique de nuit est estimée $61 \pm 46 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ par Kristensen *et al.* (2008), soit environ $980 \pm 739 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Pour ce qui est de l'interface air-eau, Bouillon *et al.* (2008) rapportent des valeurs moyennes de $59 \pm 52 \text{ mmol m}^{-2} \text{ j}^{-1}$, soit $948 \pm 835 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Ainsi la minéralisation de la

matière organique par la respiration des sédiments, des racines et de la faune benthique pourrait être à l'origine d'une part importante d'export de carbone inorganique des mangroves vers les eaux côtières, les sédiments marins et l'atmosphère.

Enfin, Aller & Blair (2006) ont montré que le système de migration des bancs de vase amazoniens agit sur la matière organique comme un « incinérateur sédimentaire ». Le remaniement sédimentaire à haute fréquence (selon les auteurs, la totalité d'un banc de vase sub-tidal serait remanié en une année) engendrerait une reminéralisation des matières organiques extrêmement efficace et rapide, figurant parmi les taux les plus importants au monde. L'étude a montré que, le long des 1500 km de côte situés entre l'Amazone et l'Orénoque, la concentration en matière organique dans les sédiments décroît avec la distance à la source principale (l'Amazone).

CHAPITRE III. DYNAMIQUE SPATIALE DES MANGROVES (1950-2014)

« Qui voit de haut, voit bien ; qui voit de loin, voit juste »

Victor Hugo, L'art d'être grand père, l'exilé satisfait, 1877

III.A. RESUME

Des séries temporelles de cartes ont été produites à partir de l'analyse de photographies aériennes et d'images satellites couvrant la période 1950-2014 afin de caractériser et de quantifier la dynamique spatiale des mangroves sur 300 km de côte. De 1950 à 1973, la mangrove s'est étendue de $13\,848 \pm 584$ ha puis elle a diminuée de $12\,151 \pm 220$ ha jusqu'en 1998, pour de nouveau augmenter de $9\,332 \pm 246$ ha en 2014. Le traitement statistique avancé des données cartographiques révèle que ce bilan est le fruit de 4 cycles temporels d'avancée/recul du trait de côte, qui, en même temps qu'ils se déroulent, se déplacent le long du littoral. Le premier cycle constitue à lui seul 74,8% des changements spatiaux et représente une fluctuation sinusoïdale d'une période de 64 ans (32 ans d'avancée contre 32 ans de recul). Les deuxième, troisième et quatrième cycles représentent quant à eux des sinusoïdes de périodes de 38 ans (15,1%), 26 ans (6,6%) et 18 ans (1,7%) respectivement. La projection de ces cycles dans le futur et le passé permet d'établir de scénarii prédictifs et retrospectifs.

III.B. INTRODUCTION

Depuis plus d'un demi-siècle, des études ont cherché à caractériser et quantifier la rythmicité des cycles d'avancée et de recul du littoral situé entre les estuaires de l'Amazone et de l'Orénoque. La synthèse de ces études est effectuée ici en introduction.

III.B.1. Revue des études précédentes

L'estimation des superficies de mangrove à l'échelle de la Guyane a tout d'abord été rendue possible dès 1950, grâce à la couverture aérienne photographique complète du littoral opérée par l'Institut Géographique National (IGN). Choubert & Boyé (1959) et plus tard dans le détail Boyé (1962) ont proposé, grâce à ces données, la première estimation des surfaces de mangrove à l'échelle de la Guyane ($50\,507$ ha en 1950). Ils ont ensuite synthétisé des documents anciens très épars dans l'espace et dans le temps (voir la publication pour plus de détails), et formulé l'hypothèse selon laquelle le littoral serait soumis, tous les 22 ans environ, à un cycle périodique comportant une phase de 11 ans d'envasement et une autre de 11 ans de désenvasement.

Froidefond *et al.* (1988) ont caractérisé la morphologie et le déplacement des vasières de Guyane entre 1985 et 1988 à l'aide de 3 couvertures photographiques aériennes complètes du littoral (1979, 1982, 1984). Ils ont identifié 6 vasières dont les dimensions (20 à 40 km de long)

et les vitesses de déplacement ($0,3$ à $1,2 \text{ km.an}^{-1}$) varient dans l'espace et dans le temps. L'étude a montré que la balance entre érosion et dépôt sédimentaire était en équilibre sur la période, et que cet équilibre s'est traduit par des surfaces de mangrove quasi-constantes (60 km^2 de nouvelles mangroves contre 58 km^2 de pertes).

Gardel & Gratiot (2005) ont poursuivi l'étude sur 60 km de littoral entre Cayenne et Kourou pour la période 1986-2002 à l'aide 17 images satellites. Les auteurs ont confirmé la variabilité des vitesses de migration dans le temps. Ils ont rapporté que la migration moyenne de $0,9 \text{ km.an}^{-1}$ qui avait été documentée entre 1979 et 1984 pour le banc de vase de Kourou-Cayenne, a ralenti à $0,2 \text{ km.an}^{-1}$ entre 1991 et 1995, a accéléré à $2,5 \text{ km.an}^{-1}$ entre 1996 et 2000 puis a ralenti de nouveau à $1,5 \text{ km.an}^{-1}$ de 2000 à 2002.

En ce qui concerne les régions voisines, Augustinus (1978) a fourni une évaluation des changements côtiers intervenus au Surinam entre 1947 et 1970. Il a mesuré les vitesses de déplacement des vasières et a cartographié le trait de côte à l'aide de quatre couvertures photographiques aériennes (1947/48, 1957, 1966, 1970). L'auteur a déduit de la vitesse maximale de migration d'une vasière ($1,5 \text{ km.an}^{-1}$) et de sa taille maximale (45 km), un cycle d'avancée et de recul côtier d'une période d'environ 30 ans. Eisma *et al.* (1991) et plus tard Augustinus (2004) ont présenté les changements côtiers intervenus au Surinam jusqu'en 1981 et au Guyana entre 1942 et 1984 à partir de l'étude de photographies aériennes. Pour le Surinam, les auteurs ont rapporté un changement entre une phase d'érosion (1947-1966) et une phase de dépôt sédimentaire (1966-1981). Pour le Guyana, les auteurs ont montré l'alternance entre phases d'érosion et de dépôt qui ne corrèle pas avec les dynamiques du Surinam et avec le cycle périodique présumé à 30 ans.

L'utilisation de cartes anciennes antérieures au 20ème siècle, rassemblées et examinées par Plaziat & Augustinus (2004), n'a pas permis de se faire une idée précise des changements côtiers à l'échelle multi-décennale sur plusieurs siècles, et ceci pour deux raisons. La première est que l'ensemble du littoral n'a pas été systématiquement couvert par les documents. Cette étude a été limitée à l'embouchure du fleuve Sinnamary, de la rivière de Mana et la presqu'île de Cayenne. La deuxième raison provient du manque de précision cartographique (problèmes de projection, imprécision du trait) et de la faible couverture temporelle des séries de cartes anciennes. Ces dernières n'ont pas permis de détecter des changements sur des périodes de temps suffisamment resserrées comparativement à l'échelle du phénomène (30 ans selon Augustinus ou 22 ans selon Choubert).

Fromard *et al.* (2004) ont présenté une analyse détaillée de l'évolution des surfaces de mangrove sur l'estuaire du Sinnamary entre 1951 et 1999 à partir de l'analyse de photographies aériennes (1951, 1955, 1966, 1976, 1987) et d'images satellite SPOT (1991, 1993, 1997, 1999). Les auteurs ont cartographié l'alternance entre une phase d'augmentation des surfaces de 1951 à 1966/1976, une phase d'érosion de 1966/1976 à 1991/1993, et une phase en cours d'augmentation de 1991/1993 à 1999. Bien que l'irrégularité temporelle des données utilisées ait induit une incertitude importante, ces résultats n'ont pas décrit le cycle périodique de 22 ans défendu par Choubert & Boyé (1959). Les auteurs ont suggéré cependant un cycle dont la phase d'érosion est de 15 à 25 ans et dont la phase d'accrétion serait de 10 à 15 ans.

Gratiot *et al.* (2008) ont fourni les résultats à mon sens les plus aboutis sur la question des dynamiques spatiales. Les auteurs ont rassemblé 60 images satellites SPOT couvrant 39 dates, d'octobre 1986 à janvier 2006 sur l'ensemble du littoral guyanais. Ils ont choisi d'étudier les mouvements de la ligne de côte à mangrove, facilement repérable sur les images satellites, comme indicateurs des changements hydro-sédimentaires intertidaux (vasières). L'analyse des données a permis d'établir un bilan des changements de la ligne de côte sur 20 années et plus de 300 km. Les résultats ont suggéré une dynamique cyclique d'une période d'environ 20 ans dont l'origine physique proposée par les auteurs sera exposée dans le chapitre IV.

III.B.2. Objectifs

Les études présentées ci-dessus ont toutes cherché à identifier le signal d'avancée et de recul côtier en Guyane, au Surinam et au Guyana. La nouvelle analyse proposée dans ce chapitre étend le bilan des changements de surface de mangrove et du trait de côte associé à la période 1950-2014 pour l'ensemble du littoral de Guyane, de l'estuaire de l'Oyapock à celui du Maroni. L'objectif est de vérifier à cette échelle de temps et d'espace les hypothèses de cyclicité suggérées dans les précédents travaux. Pour atteindre cet objectif, j'utiliserai une méthode de traitement du signal spatial et temporel basée sur la décomposition du jeu de données en modes de variabilité dominants. Les résultats obtenus seront décrits et discutés en comparaison avec les études antérieures.

III.C. MATERIEL ET METHODES

III.C.1. Données sources

J'ai collecté auprès des producteurs de données de télédétection les photographies aériennes (Tableau 3) et images satellites (Tableau 4)

nécessaires à la constitution d'une banque d'images annuelles sur littoral guyanais depuis 1950, date des premières images disponibles pour la Guyane (Figure 20). Les photographies aériennes ont été obtenues directement auprès de l'Institut National de l'Information Géographique et Forestière (IGN). Certaines ont été fournies par l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de Cayenne. Les clichés photographiques ont été scannés à 600 pixels par pouce (250 pixels par cm, soit 1 pixel par m² au 1:250 000^{ème}), une résolution suffisante pour repérer les détails nécessaires au travail de photo-interprétation. Des images satellites SPOT ont été acquises, dans le cadre de divers projets de recherche, à la station de réception des images SPOT de Cayenne (Plateforme SEAS Guyane sous la responsabilité de l'IRD). Pour compléter, j'ai effectué une recherche d'images satellites optiques sur GloVis (<http://glovis.usgs.gov/>), un catalogue web et interface de téléchargement de données satellites distribuées par l'United States Geological Survey (USGS). Des images Landsat ont été ainsi récupérées et une des toutes premières images prises depuis l'espace (ARGON de 1963) a été commandée à l'USGS (https://lta.cr.usgs.gov/declass_1).

III.C.2. Traitements cartographiques

a. *Le géo-référencement*

Les photographies aériennes et les images satellites ont été géo-référencées (ou légèrement recalées pour les images déjà géo-référencées par le producteur de donnée) sur la base de la BD Ortho IGN de 2001 (source de données ortho-rectifiée par l'IGN) et projetées dans le système de coordonnées Transverse Universelle de Mercator zone 22 Nord sur l'ellipsoïde du Système Géodésique Mondial 1984 à l'aide du logiciel ArcGIS (ESRI, Redlands, USA). La précision du géo-référencement a été évaluée par l'erreur quadratique moyenne (RMSE en anglais) calculée par le logiciel lors de l'opération. La RMSE a toujours été inférieure à 30 m. Les résultats ont été contrôlés visuellement à l'écran en alternant l'affichage entre les images. Dans le cas où un point de similitude n'a pu être trouvé entre deux images à cause des changements côtiers intervenus, la similitude a été cherchée sur d'autres images déjà recalées et proches dans le temps. Après validation visuelle de la qualité du géo-référencement, les images ont été ré-échantillonnées par convolution cubique².

² Pour plus de précision sur la convolution cubique se référer à la notice du logiciel à l'adresse suivante :
<http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html#//018700000006000000>

Le littoral extrêmement changeant et les points de similitude (point d'amers) difficiles à trouver en mangrove ont rendu ce travail de préparation des images particulièrement long et compliqué. De plus, des difficultés ont été rencontrées principalement pour caler les clichés aériens dont la plus grande partie recouvrait des surfaces en eau, et donc sur lesquels les points d'amer étaient difficiles à trouver. Une mauvaise répartition de ces points entraîne en effet des déformations géométriques lorsqu'on effectue des transformations d'ordre 2 et plus. Heureusement, la mangrove étant dépourvue de reliefs, seules des transformations affines (polynôme d'ordre 1 faiblement déformant) ont pu être utilisées.

Tableau 3 : Caractéristiques des photographies aériennes utilisées

Quantité	Année	Producteur	Mission	Format	Echelle
31	1950	IGN	M001	Papier N&B	1:40 000
90	1950	IGN	M002	Papier N&B	1:40 000
20	1955	IGN	003100	Papier N&B	1:10 000
26	1955	IGN	NB22VII	Papier N&B	1:50 000
41	1955	IGN	NB22VIII	Papier N&B	1:50 000
44	1969	IGN	019300IR	Papier IR N&B	1:30 000
15	1976	IGN	32200A	Papier N&B	1:20 000
89	1982	IGN	6928G270	Papier N&B	1:27 000
58	1984	IGN	7667G270	Papier N&B	1:27 000
38	1987	IGN	49300	Papier N&B	1:30 000
51	2001	IGN	BD Ortho	Numérique	1:25 000

Tableau 4: Caractéristiques des images satellites utilisées

Date	Producteur	Capteur	Taille du pixel	Scène ID
29/10/1963	USGS	ARGON	140m	C037
30/10/1976	USGS	LANDSAT 1	80m	227-056
05/04/1985	USGS	LANDSAT 5 TM	30m	227-056
05/04/1985	USGS	LANDSAT 5 TM	30m	227-057
20/10/1986	ASTRIUM	SPOT 1	20m	689-339
20/10/1986	ASTRIUM	SPOT 1	20m	691-340
23/07/1987	USGS	LANDSAT 5 TM	30m	228-056
03/08/1988	USGS	LANDSAT 5 TM	30m	227-056
03/08/1988	USGS	LANDSAT 5 TM	30m	227-057
27/10/1989	ASTRIUM	SPOT 1	20m	690-339

24/07/1990	USGS	LANDSAT 5 TM	30m	227-057
06/09/1991	ASTRIUM	SPOT 2	20m	689-339
17/11/1991	ASTRIUM	SPOT 2	20m	691-340
03/06/1992	USGS	LANDSAT 4 TM	30m	227-057
03/06/1992	USGS	LANDSAT 4 TM	30m	227-056
16/09/1992	USGS	LANDSAT 4 TM	30m	226-057
22/09/1992	USGS	LANDSAT 5 TM	30m	228-056
02/10/1993	ASTRIUM	SPOT 3	20m	690-339
30/08/1994	ASTRIUM	SPOT 3	20m	690-339
03/08/1995	ASTRIUM	SPOT 3	20m	690-339
16/10/1995	ASTRIUM	SPOT 3	20m	691-340
28/09/1996	ASTRIUM	SPOT 2	20m	690-339
03/08/1997	USGS	LANDSAT 5 TM	30m	228-056
20/06/1998	ASTRIUM	SPOT 4	20m	691-340
06/09/1998	ASTRIUM	SPOT 4	20m	690-339
09/05/1999	ASTRIUM	SPOT 4	20m	691-340
21/11/1999	USGS	LANDSAT 7 ETM+	30m	228-056
27/11/1999	ASTRIUM	SPOT 4	20m	690-339
15/08/1999	ASTRIUM	SPOT 4	20m	691-340
15/08/1999	ASTRIUM	SPOT 4	20m	689-339
26/11/1999	ASTRIUM	SPOT 4	20m	688-339
06/09/2000	USGS	LANDSAT 7 ETM+	30m	226-057
07/02/2000	ASTRIUM	SPOT 4	20m	690-340
08/02/2000	ASTRIUM	SPOT 4	20m	689-339
19/09/2002	USGS	LANDSAT 7 ETM+	30m	227-056
05/08/2002	ASTRIUM	SPOT 4	20m	691-340
20/07/2003	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-057
21/08/2003	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-056
29/09/2003	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	228-056
02/11/2003	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	226-057
07/08/2004	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-056
07/08/2004	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-057
14/08/2004	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	228-056
01/09/2004	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	226-057
10/08/2005	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-057
02/09/2005	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	228-056

11/09/2005	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-056
20/09/2005	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	226-057
05/09/2006	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	228-056
07/09/2006	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	226-057
30/09/2006	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-056
01/11/2006	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-057
05/02/2007	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-056
12/05/2007	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-057
24/07/2007	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	226-057
10/10/2007	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	228-056
19/09/2008	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-056
19/09/2008	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-057
28/09/2008	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	226-057
12/10/2008	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	228-056
12/08/2009	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	228-056
01/10/2009	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	226-057
08/10/2009	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-057
09/11/2009	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-056
18/04/2010	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-056
10/03/2010	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	226-057
24/08/2010	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	227-057
15/08/2010	USGS	LANDSAT 7 SLC-OFF	30m	228-056
11/08/2011	USGS	LANDSAT T SLC-OFF	30m	227-056
12/08/2011	USGS	LANDSAT 5 TM	30m	226-057
11/08/2011	USGS	LANDSAT T SLC-OFF	30m	227-057
03/09/2011	USGS	LANDSAT T SLC-OFF	30m	228-056
16/10/2012	USGS	LANDSAT T SLC-OFF	30m	227-056
23/09/2012	USGS	LANDSAT T SLC-OFF	30m	226-057
16/10/2012	USGS	LANDSAT T SLC-OFF	30m	227-057
07/10/2012	USGS	LANDSAT T SLC-OFF	30m	228-056
09/09/2013	USGS	LANDSAT 8 OLI	30m	227-056
04/10/2013	USGS	LANDSAT 8 OLI	30m	226-057
21/11/2013	USGS	LANDSAT 8 OLI	30m	227-057
24/09/2013	USGS	LANDSAT T SLC-OFF	30m	228-056
28/09/2014	USGS	LANDSAT 8 OLI	30m	227-056
05/09/2014	USGS	LANDSAT 8 OLI	30m	226-057

28/09/2014	USGS	LANDSAT 8 OLI	30m	227-057
03/09/2014	USGS	LANDSAT 8 OLI	30m	228-056

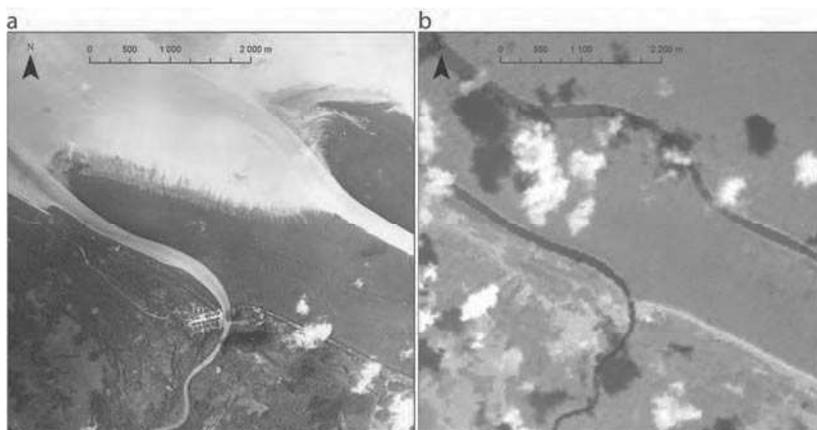


Figure 20: Iracoubo vu en **a)** 1950 par photographie aérienne panchromatique de l'IGN et en **b)** 2001 par composition colorée fausse couleur d'une image satellite SPOT.

b. Digitalisation de couches d'occupation du sol

Un cadre géographique englobant l'ensemble du littoral a été choisi et matérialisé par un polygone. Ce cadre a servi de limite de zone d'étude pour la digitalisation. A partir des images aériennes et satellites rectifiées, quatre classes d'occupation des sols ont été utilisées afin de cartographier l'espace littoral à l'intérieur du cadre:

- Surfaces de mangrove (MAN)
- Surfaces continentales de terre ferme (ALT)
- Surfaces en eau (WAT)
- Surfaces non imagées par télédétection (NIM)

Les cartes ont été obtenues par photo-interprétation et digitalisation interactive à l'écran d'ordinateur dans un Système d'Informations Géographiques (SIG). Pour chaque année une couche d'information de géométrie polygone a été produite avec une table attributaire contenant les champs «Type d'occupation du sol» et «Année».

La digitalisation a été conduite à échelle fixe (1 :50 000ème) afin de minimiser la tendance naturelle que l'on a à zoomer dans les zones difficile à interpréter, ce qui empêche de prendre des décisions homogènes sur l'ensemble de la carte. Les plus petits éléments distingués

par l'œil humain étant de 0,03 cm sur un écran d'ordinateur situé à 15 cm devant, les plus petits objets repérables à cette échelle de travail étaient de 15 m sur le terrain. L'option de capture des nœuds de polygone a été activée afin de bien attacher les polygones jointifs entre eux et minimiser les problèmes topologiques de « chevauchement » et de « trouées » dans le dessin. Après la réalisation des cartes, une réparation des erreurs de topologie a été effectuée à l'aide de l'outil spécifique d'ArcGIS, avec deux règles : 1) les polygones ne doivent pas se superposer ; 2) les polygones ne doivent pas avoir de discontinuités.

c. Génération des diagrammes de Hovmöller

L'avantage du diagramme de Hovmöller (1949) est de présenter d'une manière synoptique l'évolution dans le temps d'une valeur de mesure le long d'un axe géographique (Figure 21). Dans notre cas, il s'agit d'une matrice qui dispose en ordonnée le temps et en abscisse l'espace le long de la côte. Ici nous avons utilisé l'axe littoral moyen (calculé par régression linéaire de l'ensemble des lignes de côte digitalisées) comme axe des abscisses. Le passage de l'ensemble des cartes constituées de couches polygonales annuelles d'occupation des sols en un diagramme de Hovmöller relève de la modélisation cartographique. J'ai développé pour cela une boîte à outils personnelle sur ArcGIS (GUFCoastInfoTools) comprenant un ensemble d'outils (scripts en langage python) pour chacune des chaînes de traitement qui seront présentées ci-dessous. Deux diagrammes de Hovmöller peuvent être construits à partir des couches d'occupation du sol, un diagramme des surfaces de mangrove et un autre de position du trait de côte (Figure 22). Dans la mesure où ces deux procédures sont très semblables, je ne présenterai ici que la construction du diagramme des surfaces de mangrove.

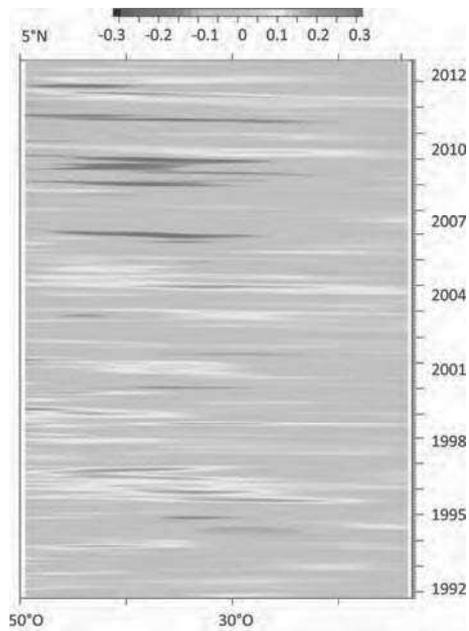


Figure 21: Exemple de diagramme de Hovmöller. Anomalies des vitesses moyennes mensuelles des courants de surface océanique exprimées en mètres par seconde le long de l'axe 5° de latitude Nord entre 1992 et 2012.

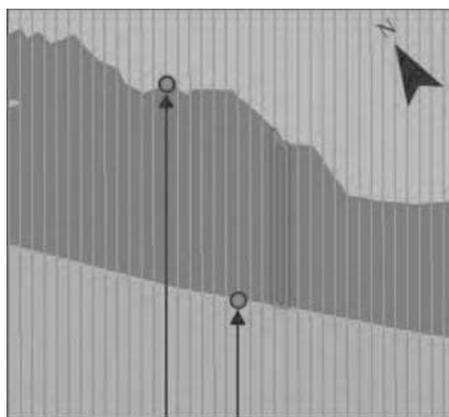


Figure 22: Illustration du calcul de surface de mangrove (polygone rouge), de distance du trait de côte à mangrove (point rouge) et du trait de côte d'arrière mangrove ou cordon littoral (point rose) dans une grille de transects/cellules côtières de 100 m de largeur. En bleu l'eau, en vert la mangrove et en jaune le continent.

La première étape pour obtenir le diagramme Hovmöller des surfaces de mangrove a consisté à pivoter les longitudes, latitudes et le temps dans un nouveau repère orthogonal des positions le long de la côte en abscisse et du temps en ordonnées. Cette première étape se déroule en 5 temps en utilisant l'outil Manevol de la boîte à outils GUFCoastInfoTools à partir du temps 2 :

(1) Construction d'une grille de cellules côtières (couche de polygones) espacées de 100 m le long du littoral et numérotées d'est en ouest;

(2) Fusion des couches polygonales d'occupation du sol en 1 couche commune en gardant les informations attributaires de chacune (année, type d'occupation du sol);

(3) Intersection géométrique entre la couche fusionnée d'occupation des sols et la grille de cellules côtières;

(4) Calcul de surfaces de la couche d'intersection;

(5) Exportation de la table attributaire au format tableur;

L'intersection géométrique (3) génère une nouvelle couche de polygones qui possèdent un numéro de cellule côtière, une année et un type d'occupation du sol. Un champ « Surface de mangrove » a été ajouté à la table attributaire (4) et les valeurs de ce champ ont été calculées pour chaque polygone de mangrove (MAN). Les surfaces de chaque polygone de surface continentale (ALT) et de surface en eau (WAT) sont définies à 0 (pas de mangrove), et pour celles de chaque polygone non imagé (NIM) ont été définies en NoData pour pouvoir être ensuite interpolées.

Chaque colonne du tableur obtenue a été importée sous forme d'un vecteur (colonne de valeurs) dans le logiciel MatLab (Mathworks, Natick, USA). Un script a été développé afin de pivoter les données contenues dans les vecteurs de la manière suivante:

$$M = T_i \times X_j$$

où M est la matrice de surface de mangrove (diagramme de Hovmöller) convertie en ha et où chaque ligne i dans la dimension temporelle T est une année d'observation et où chaque colonne j dans la dimension du long de la côte X est une cellule côtière.

d. Interpolation des données manquantes

Les données manquantes, correspondant à des zones non-imagées par télédétection, ont été interpolées dans le temps (dimension T) par interpolation cubique³.

III.C.3. Evaluation de l'incertitude

L'incertitude a été évaluée par des tirages de Monte Carlo (Metropolis & Ulam, 1949). Les principales sources d'erreur ont d'abord été identifiées puis leurs incertitudes ont été quantifiées sous la forme d'erreurs quadratiques moyennes (RSME en anglais). Mille simulations de résultat ont été produites. Chaque simulation a comporté des erreurs aléatoires tirées au sort à l'intérieur des RMSE suivant une loi de distribution normale. A partir de ces mille résultats simulés, un résultat moyen ainsi qu'un intervalle de confiance à 95% a été estimé. Les sources d'erreur sont présentées ci-dessous (Tableau 5).

a. Les erreurs cartographiques

Les trois sources d'erreur identifiées ci-dessous génèrent une erreur de positionnement des limites de polygone (E1) et par conséquent des erreurs de surface de polygone à l'intérieur des cellules côtières (Es).

Les erreurs de digitalisation : la RSME de digitalisation (Ed) est liée à la capacité de tracer manuellement les formes que l'on repère à l'écran d'ordinateur avec la souris.

Les erreurs de visualisation : la RSME de pixel (Ep) est liée à la capacité de bien visualiser les formes à l'écran et dépend donc de la résolution de l'image. Les images de plus faible résolution spatiale engendrent relativement plus d'erreurs de digitalisation.

Les erreurs de rectification : les erreurs de rectification (Er) sont liées au redressement de l'image lors du processus de géo-référencement. Ces erreurs sont automatiquement évaluées par le logiciel ArcGIS.

b. Les erreurs d'interpolation

Les données manquantes sont des zones du littoral qui n'ont pas été couvertes par télédétection pendant une certaine période de temps. Dans le diagramme des surfaces de mangrove, les valeurs dans ces zones

³ pour plus de précision sur l'interpolation cubique (ou spline) se référer à la documentation MatLab à l'adresse suivante : <http://fr.mathworks.com/help/matlab/ref/spline.html>

ont été interpolées sur l'axe temporel (ordonnées). L'incertitude de cette interpolation a été évaluée en simulant dans le diagramme de « faux » manques et en comparant les valeurs avant et après interpolation. Toutes les tailles disponibles de « faux » manques possibles (de 1 à 16 années consécutives sur 180 km de côte) ont été successivement simulées. Les écarts entre les valeurs avant et après interpolation ont été transformés en RMSE pour chaque taille de manque. Un modèle de régression linéaire a ensuite été utilisé pour prédire la RMSE des tailles de manque supérieures à 16 années consécutives, ces manques peuvent atteindre 41 années consécutives pour l'est guyanais (Figure 26).

III.C.4. Reconstruction cartographique à partir des données interpolées

Le diagramme des positions interpolées du trait de côte (non affiché ici ; correspondant en mètres à la valeur de surface de mangrove multiplié par 100) a servi à reconstituer les lignes de côte annuelles ainsi que les cartes annuelles des surfaces en mangrove. Des fonctions de référencement linéaire présentes dans ArcGIS ont été utilisées. Les positions annuelles du trait de côte (équivalent aux distances le long d'un transect) sont utilisées pour repositionner les points le long de la grille de transects côtiers (Figure 22). Une fonction de conversion de ligne en polygone est utilisée pour recréer des surfaces à partir de la ligne de côte et de la ligne d'arrière mangrove. Un outil personnel (CLRec) a été développé dans la boîte à outils GUFCoastInfoTools.

III.C.5. Traitements statistiques des résultats

a. *Analyse de la variabilité côtière par fonctions empiriques orthogonales (EOF)*

L'analyse en Fonctions Empiriques Orthogonales (EOF en anglais) est une famille de méthode d'analyse statistique multivariée qui permet de décomposer un jeu de données en plusieurs modes de variabilité, chacun rendant compte, indépendamment des autres, d'une partie de la variabilité totale. Il s'agit d'une analyse similaire à une analyse en composantes principales (PCA en anglais), à ceci près qu'elle est plus adaptée au traitement de données spatialisées car elle permet d'obtenir à la fois une carte d'un mode de variabilité (que j'appellerai ici coefficients spatiaux) et son évolution temporelle (que j'appellerai ici des coefficients temporels). Les décompositions en EOF sont principalement utilisées en climatologie/météorologie mais elles ont parfois prouvé leur efficacité dans des études de changements côtiers (Miller & Dean, 2007).

Il est nécessaire de moyenniser-centrer ou de standardiser le jeu de données avant son traitement par EOF. Après décomposition en modes de variabilité, les coefficients temporels et spatiaux de chaque mode peuvent être recombinaés afin de reconstruire le jeu de données uniquement

d'après le ou les modes choisis. Cette reconstruction revient en quelque sorte à filtrer le jeu de données afin d'en écarter une partie non souhaitée de la variabilité.

b. *Analyse de la variabilité côtière non stationnaire par fonctions empiriques orthogonales complexes (CEOF)*

Dans le cas de dynamiques non stationnaires⁴, les coefficients temporels des modes obtenues par une EOF sont en quadrature (Figure 23), ce qui signifie que le maximum et le minimum d'un des modes correspond à la moyenne d'un autre (Navarra & Simoncini, 2010). La quadrature des modes dans l'analyse de séries temporelles de cartes indique la présence d'une propagation spatiale, dans notre cas la dérive littorale. Les deux modes ne sont plus chacun représentatifs d'une partie de la variabilité mais l'un est une « image » de l'autre décalée dans le temps et l'espace. Dans ce cas, Navarra & Simoncini recommandent d'utiliser des Fonctions Empiriques Orthogonales Complexes (CEOF en anglais) plutôt que des EOF standards. Les CEOF sont plus à même d'extraire les modes de variabilité qui se propagent dans le temps et l'espace (Horel, 1984). Les CEOF ont été introduites pour analyser des jeux de séries temporelles qui ont un retard de phase entre elles en leur ajoutant une dimension complexe (au sens mathématique du terme) par une transformée d'Hilbert.

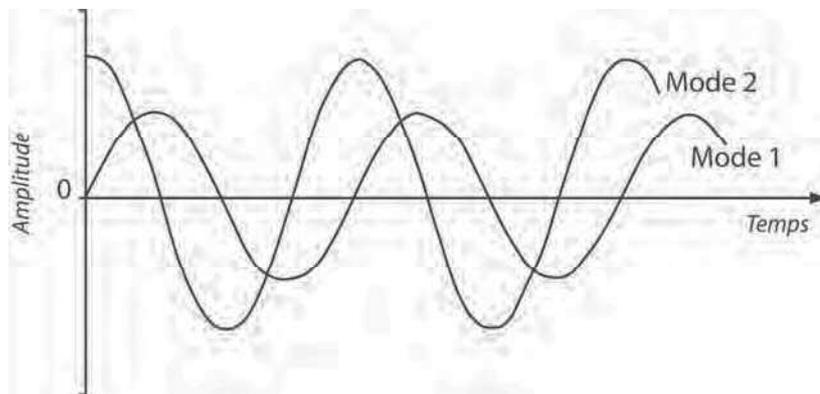


Figure 23: Schematisation d'une quadrature temporelle entre deux modes.

⁴ On entend ici par « stationnarité » le fait que la position de l'objet étudié n'évolue pas avec le temps.

c. Coefficients de corrélation

Le coefficient de corrélation de Pearson (r) a été utilisé pour évaluer à quelle point deux séries temporelles sont dépendantes l'une de l'autre. La fonction a été fournie dans le logiciel MatLab. La P value (P value, en anglais) du coefficient de corrélation a été calculée en utilisant une distribution t de Student.

J'ai également utilisé une fonction de régression sinusoïdale fournie dans le logiciel Past (Hammer *et al.*, 2001) pour extraire les périodicités des coefficients temporels à l'issue de l'analyse en CEOF. Le coefficient de détermination (R^2) a alors été utilisé comme indicateur de la qualité de la corrélation, et la P value a été obtenue par un test F .

III.D. RESULTATS

Les cartes d'occupation du sol sont fournies en annexe du manuscrit. Le résultat du pivotement des cartes en un diagramme de Hovmöller est présenté en Figure 24 et Figure 25. L'estimation des erreurs liées à l'interpolation des données manquantes est présentée en Figure 26 et les erreurs cartographiques sont présentées en Tableau 5. Les résultats montrent que le trait de côte de Guyane a fluctué entre des phases d'avancées et de reculs liées à la migration des bancs de vase du sud-est vers le nord-ouest sur la période 1950-2014, à l'exception de la façade littorale des rizières de Mana. On observe en effet un recul constant du trait de côte en face des rizières de Mana (Figure 27). Le trait de côte à cet endroit est un cordon sableux reculant de manière continue. Ce recul a atteint 4000 m en 65 ans en face de Couachimana, soit plus de 60 m par an⁻¹. Ailleurs, l'enveloppe des fluctuations atteint 3500 m en face de Mana (Figure 28), 6000 m en face d'Iracoubo (Figure 29), 4000 m en face de Sinnamary (Figure 30), 2500 m dans la région de Kourou (Figure 31), 3500 m en face de Macouria (Figure 32), 1000 m à Cayenne (Figure 32), 4500 m en face de Kaw (Figure 33) et enfin 2500 m à la Pointe Béhague (Figure 34).

Une forte variabilité suivant les points du littoral est révélée par les cartes. Par exemple, de la rive gauche de l'estuaire de l'Oyapock jusqu'à la Pointe Koumarouman (Figure 34) on peut observer une érosion constante depuis 1950 (entre 1000 et 1500m de recul soit environ 25 m.an⁻¹).

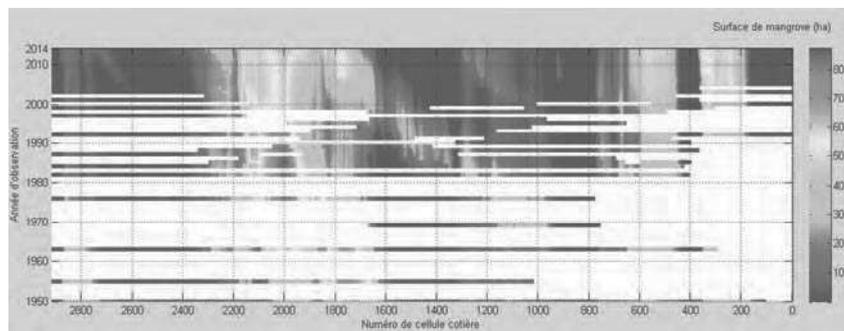


Figure 24: Diagramme de Hovmöller des surfaces de mangrove avant interpolation. Les données manquantes sont affichées en blanc.

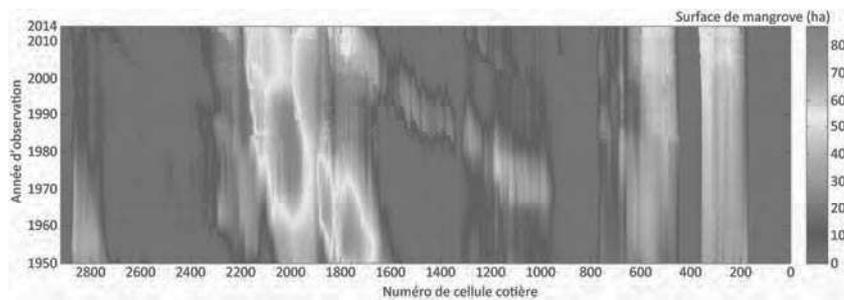


Figure 25: Diagramme de Hovmöller des surfaces de mangrove après interpolation.

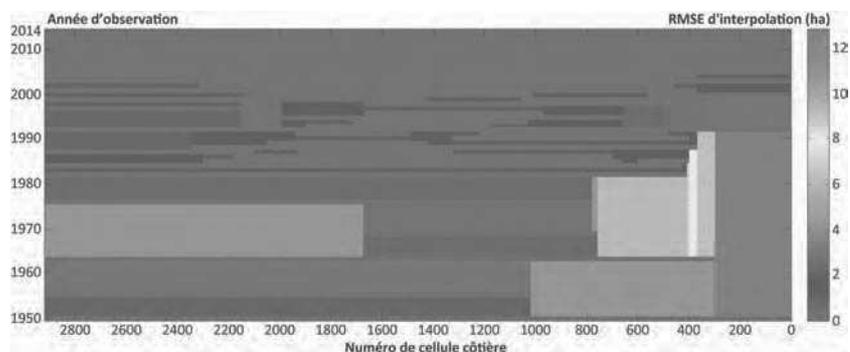


Figure 26: Erreurs quadratiques moyennes (RMSE) liées à l'interpolation temporelle des données de surfaces de mangrove manquantes.

Tableau 5: Tableau des erreurs quadratiques moyennes (RMSE) en mètres liées à la cartographie. Erreur de digitalisation (Ed), erreur de pixel (Ep), erreur de rectification (Er), erreur linéaire (El) et erreur de surface (Es).

Année	Ed (m)	Ep (m)	Er (m)	El (m)	Es (m)
1950	50	1.7	30	58.3	0.6
1955	50	2.1	30	58.3	0.6
1963	50	140	140	204.2	2.0
1969	50	1.2	30	58.3	0.6
1976	50	80	100	137.5	1.4
1982	50	1.1	30	58.3	0.6
1984	50	1.1	30	58.3	0.6
1985	50	30	50	76.8	0.8
1986	50	20	40	67.1	0.7
1987	50	30	60	83.7	0.8
1988	50	30	60	83.7	0.8
1989	50	20	40	67.1	0.7
1990	50	30	60	83.7	0.8
1991	50	20	40	67.1	0.7
1992	50	30	60	83.7	0.8
1993	50	20	40	67.1	0.7
1994	50	20	40	67.1	0.7
1995	50	20	40	67.1	0.7
1996	50	20	40	67.1	0.7

1997	50	30	60	83.7	0.8
1998	50	20	40	67.1	0.7
1999	50	30	60	83.7	0.8
2000	50	30	60	83.7	0.8
2001	50	0.8	2	50.0	0.5
2002	50	30	60	83.7	0.8
2003	50	30	60	83.7	0.8
2004	50	30	60	83.7	0.8
2005	50	30	60	83.7	0.8
2006	50	30	60	83.7	0.8
2007	50	30	60	83.7	0.8
2008	50	30	60	83.7	0.8
2009	50	30	60	83.7	0.8
2010	50	30	60	83.7	0.8
2011	50	30	60	83.7	0.8
2012	50	30	60	83.7	0.8
2013	50	30	60	83.7	0.8
2014	50	30	60	83.7	0.8

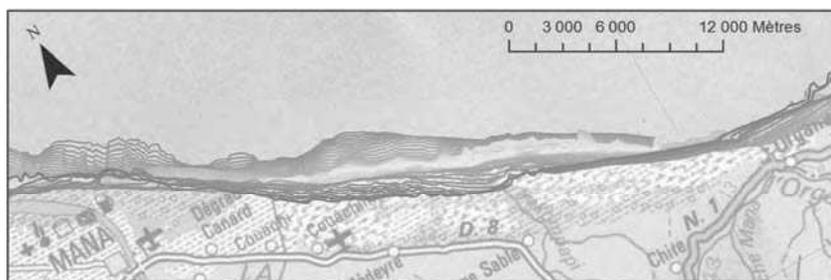


Figure 27: Carte de l'érosion côtière des rizières de Mana. Le recul maximum observé est d'environ 60 m.an⁻¹ en face de Couachimana. La palette des couleurs va du bleu vif (1950) vers le rouge vif (2014) en passant par le jaune (années 1980). Le fond cartographique en noir et blanc correspond à la carte topographique au 1:50 000ème de l'IGN.

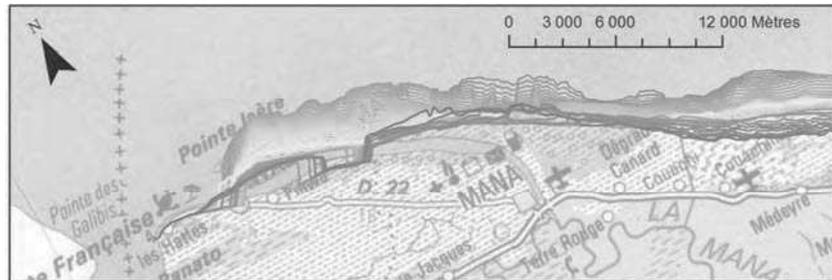


Figure 28: Carte des fluctuations côtières dans la région de Mana. L'enveloppe de fluctuation maximale est d'environ 3500 m. La zone a subi une forte tendance à l'érosion depuis 1950 mais progresse de nouveau en face de Mana depuis les années 2000-2010 (orange-rouge). Même légende que la Figure 17.

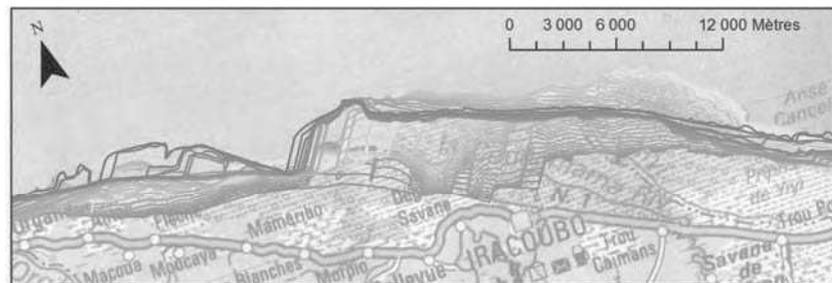


Figure 29: Cartes des fluctuations du trait de côte à mangrove dans la région d'Iracoubo. L'enveloppe de fluctuation maximale est d'environ 6000 m. Même légende que la Figure 17.

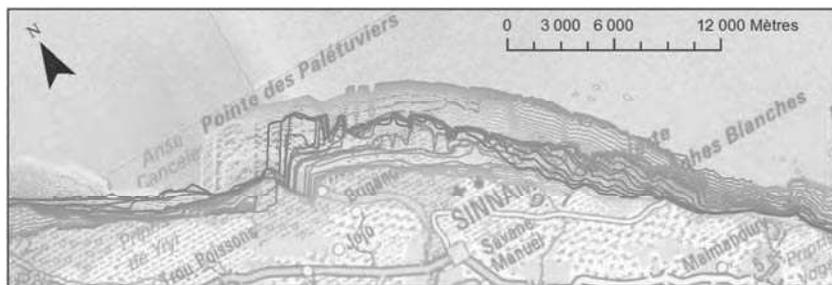


Figure 30: Carte de la fluctuation du trait de côte à mangrove dans la région de Sinnamary. L'enveloppe de fluctuation maximale est d'environ 4000 m sur la rive droite. Même légende que la Figure 17.



Figure 31: Carte de la fluctuation du trait de côte à mangrove dans la région de Kourou. Le trait de côte n'a fluctué que dans les années 1980-1990 (jaune-orange). Sur la rive droite du Kourou, le trait de côte a recommencé à fluctuer dans les années 2000-2010 (rouge). L'enveloppe de fluctuation maximale est d'environ 2500 m. Même légende que la Figure 17.

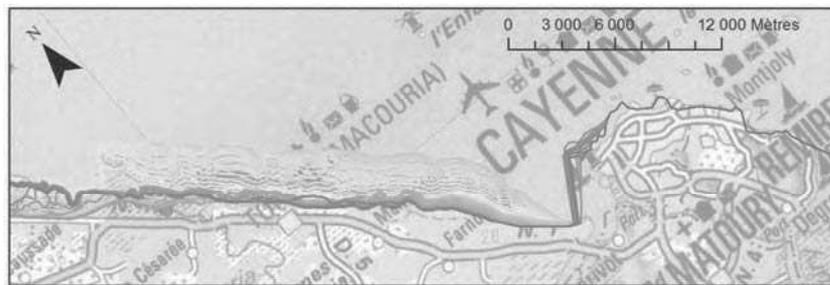


Figure 32: Carte de la fluctuation du trait de côte à mangrove dans la région Tonate-Macouria. L'enveloppe de fluctuation maximale est d'environ 3500 m à l'estuaire de la crique Macouria (la Césarée). En face de Cayenne, le trait de côte à fluctué dans les années 1955, 1985, et 2005 avec une enveloppe maximale de 1000m. Même légende que la Figure 17.

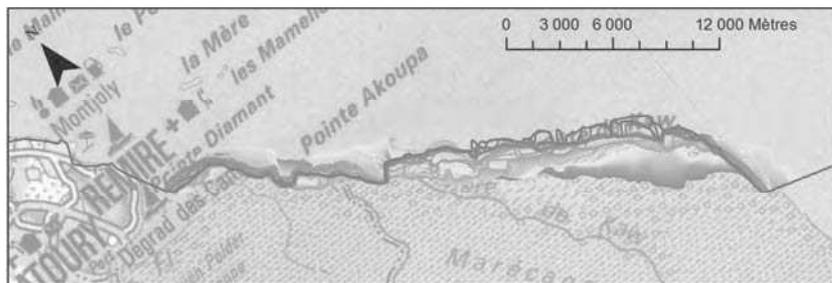


Figure 33: Carte de la fluctuation du trait de côte à mangrove dans la région de Kaw. L'enveloppe de fluctuation maximale est d'environ 4500 m sur la rive gauche de l'estuaire de l'Approuague. Même légende que la Figure 17.

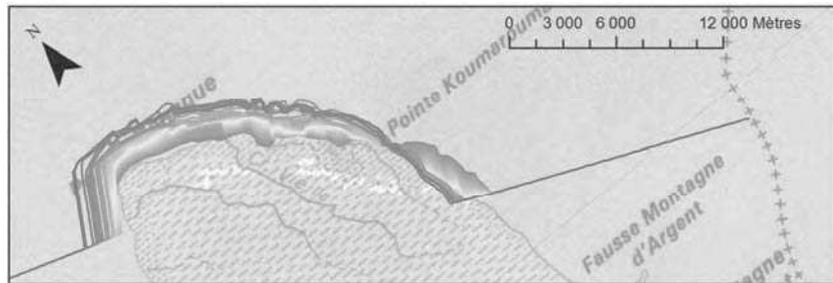


Figure 34: Carte de la fluctuation du trait de côte à mangrove dans la région de la Pointe Béhague. L'enveloppe de fluctuation maximale est d'environ 2500 m. Même légende que la Figure 17.

Même chose pour les rizières de Mana (Figure 27) dans une plus grande mesure (60 m.an^{-1}). La Pointe Béhague (Figure 34) a au contraire été en constante accrétion (jusqu'à 2500 m d'avancée soit 40 m.an^{-1}) tout comme l'estuaire de l'Iracoubo (Figure 29) dans une plus grande mesure (92 m.an^{-1}). Sur la façade littorale du Centre Spatial Guyanais jusqu'à Kourou la mangrove a disparu lors de phases d'érosion entre 1950 et 1980 et entre 1995 et 2014, exposant le cordon littoral sableux à l'océan.

La somme annelle des surfaces de mangrove à l'échelle de la Guyane avec l'incertitude liée se présente ainsi (Figure 35) :

- De 1950 ($43\,713 \pm 62 \text{ ha}$) à 1973 ($57\,561 \pm 522 \text{ ha}$) on observe un accroissement des surfaces de $13\,848 \pm 584 \text{ ha}$.
- De 1973 à 1998 ($45\,410 \pm 158 \text{ ha}$) on observe une régression de $12\,151 \pm 220 \text{ ha}$.
- Enfin de 1998 à 2014 ($54\,742 \pm 88 \text{ ha}$) on observe une nouvelle augmentation de $9\,332 \pm 246 \text{ ha}$.

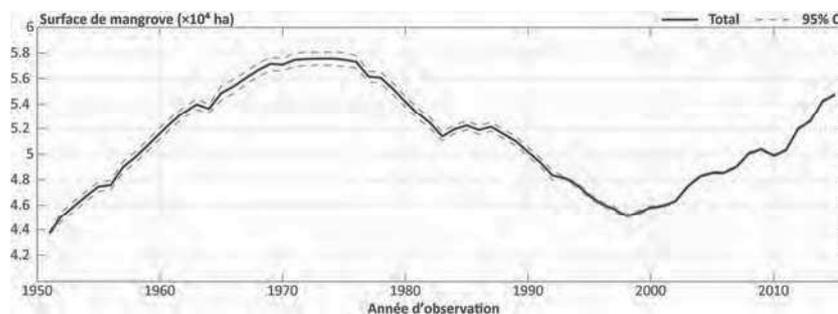


Figure 35: Total annuel des surfaces de mangrove en Guyane entre 1950 et 2014 (ligne noire) avec intervalles de confiance à 95% liés aux incertitudes cartographiques et à l'interpolations des données manquantes (tiretés rouges).

Ces valeurs décrivent une fluctuation multi-décennale qui est visible sur la Figure 35. Elle est composée d'une phase d'érosion complète des années 1973 à 1998. L'évolution des surfaces de mangrove au sein de chaque cellule côtière peut être très différente de ce cumul annuel. Une analyse de la variabilité spatiale est donc présentée dans le paragraphe suivant.

III.D.1. Résultats des analyses d'auto-covariance

a. Détection de la dérive littorale par EOF standard

Les résultats de la décomposition en EOF standard sont présentés en Figure 36. Seules les 2 premières EOF des surfaces de mangrove sont commentées ci-dessous. Les deux premiers modes de variabilité rendent compte de 78% des variations de surface observées (respectivement de 54% et 24%). Les coefficients temporels des modes (PC1 et PC2) sont en quadrature et les coefficients spatiaux (EOF1 et EOF2) sont ressemblants et décalés de quelques kilomètres. La quadrature temporelle et spatiale indique que l'analyse a capturé la dérive littorale. Les modes sont corrélés par un retard de phase, l'utilisation d'une décomposition en CEOF est alors plus indiquée.

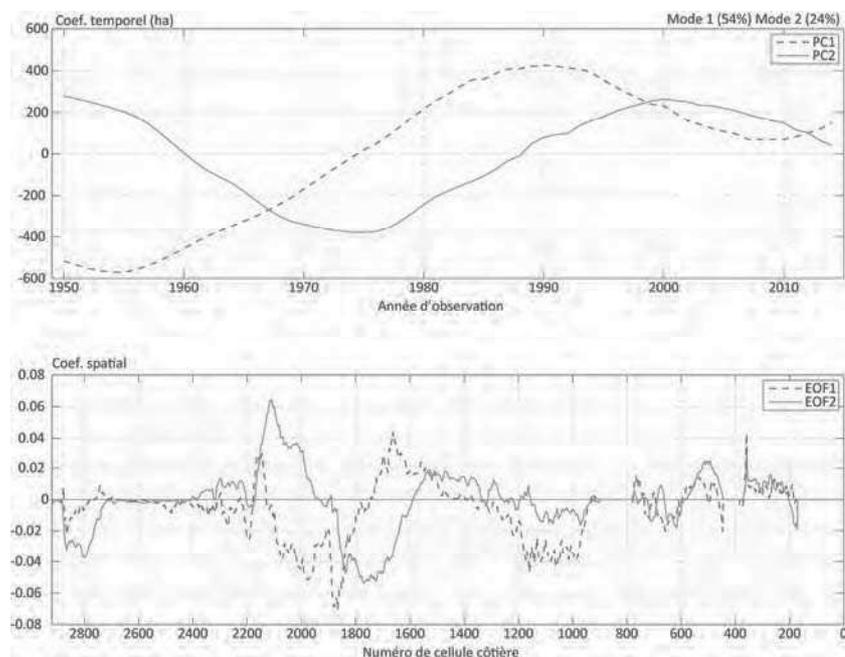


Figure 36: Les 2 premiers modes résultant de la décomposition en Fonctions Empiriques Orthogonales (EOF) du diagramme de Hovmöller des surfaces de mangrove. Pour retrouver la vraie valeur de surface du diagramme, il faut multiplier le coefficient temporel d'une année donnée (haut) par le coefficient de co-variation spatial d'une cellule côtière donnée (dessous) et par le taux de variabilité totale expliquée par le mode (mode 1 = 0,54 et mode 2 = 0,24) et ajouter la moyenne temporelle de cette cellule.

b. Caractérisation des principaux signaux temporels migrants par CEOF

La part de la variance expliquée par les 10 premiers modes de l'analyse en Fonctions Empiriques Orthogonales Complexes (CEO) est illustrée en Figure 37. Cette figure montre que le mode 1 rend compte de 74,8 % des variations de surface observées. D'un point de vue temporel, le mode 1 montre qu'à partir des années 1950 jusqu'au milieu des années 1970 les projections négatives du mode (≤ 200 ha) prédominent (Figure 38 ; barres rouges ; CPC1). Par opposition, les projections positives du mode (≥ 200 ha ; barres bleues) dominent du début des années 1980 jusqu'au début des années 2000. Depuis le début des années 2000, les valeurs positives diminuent (> 0 and < 200 ha) ce qui pourrait indiquer un retournement du signe. Ces coefficients temporels sont corrélés à une sinusoïde d'une période de 64 ans ($R^2 = 0.93$), composée de deux phases (érosion, accrétion) de 32 ans.

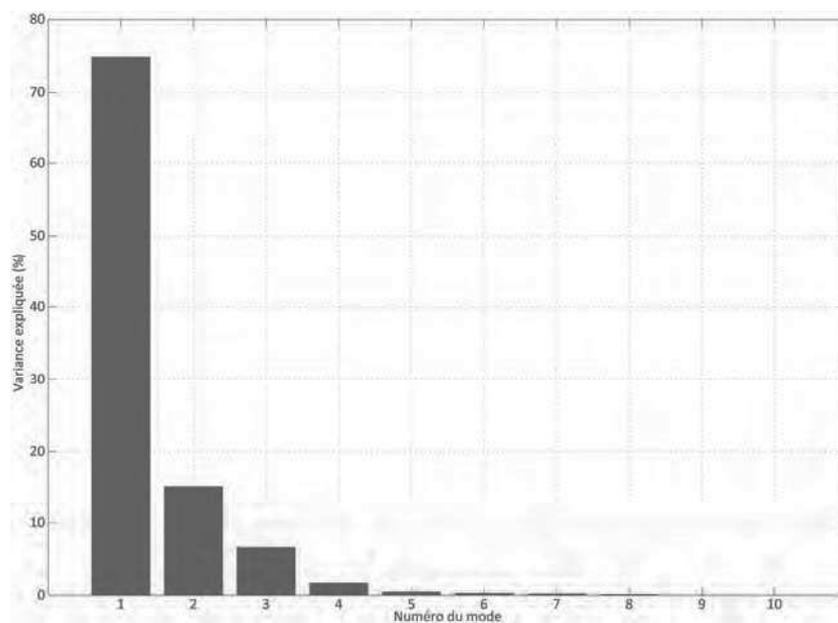


Figure 37: Part de la variance expliquée (%) par chacun des modes issues de la décomposition en Fonctions Empiriques Orthogonales Complexes (CEOF).

Le mode 2 (Figure 38; CPC2) décrit 15,1 % de la variabilité des surfaces de mangrove. Il s'agit d'une sinusoïde d'une période de 38 ans ($R^2 = 0,86$). Le mode 3 (Figure 38 ; CPC3) représente 6,6 % de la variabilité des surfaces, et est corrélé à une période de 26 ans ($R^2 = 0,97$). Enfin, le quatrième mode (Figure 38 ; CPC4) ne représente plus que 1,7 % de la variabilité des surfaces et est corrélé à un cycle de 18 ans ($R^2 = 0,84$).

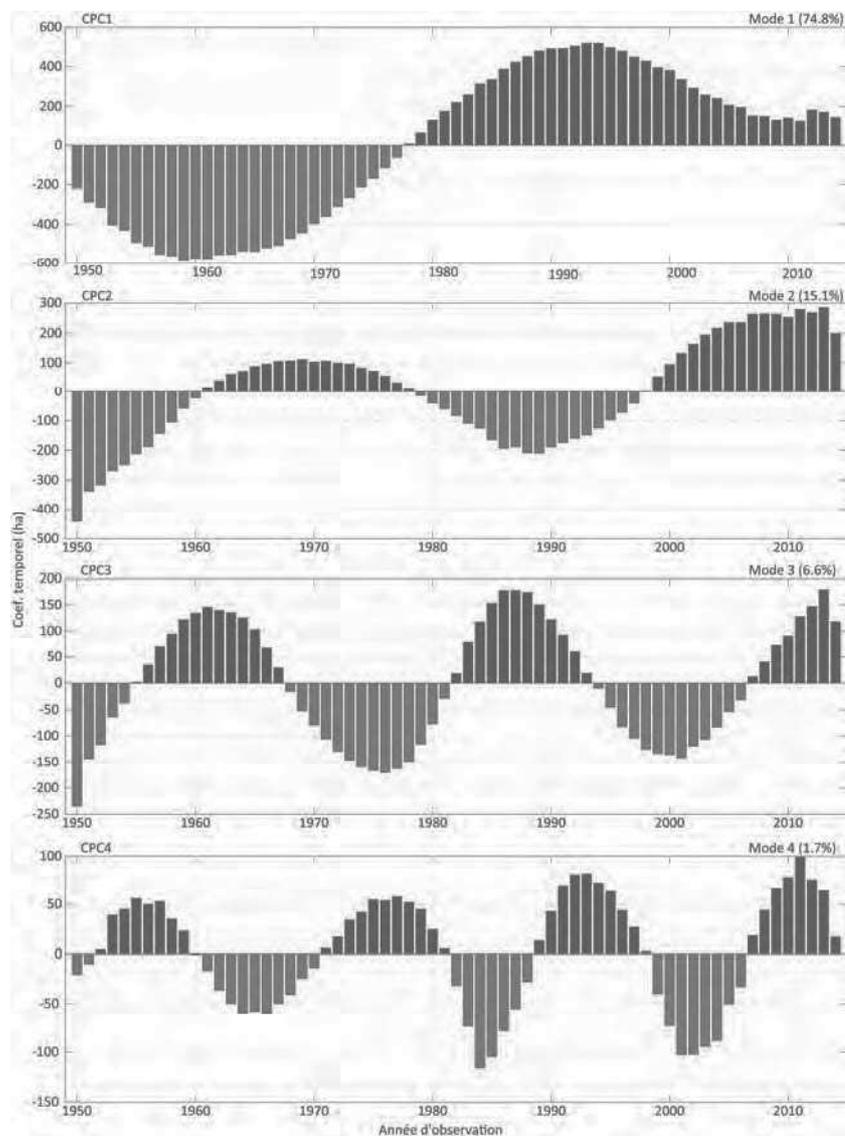


Figure 38: Coefficients temporel temporel des 4 premiers modes issus de la décomposition en Fonctions Empirique Orthogonales Complexes (CEOF). Les barres représentent la vraie partie (real part) du signal temporel du mode. La part de la variabilité du jeu de données capturée est indiquée en pourcentage de l'auto-covariance totale.

c. Caractérisation des principales dynamiques spatiales migrantes

Les séries temporelles de chaque section de côte (Figure 25) corrént avec les coefficients temporel des modes (Figure 38) en fonction

d'un décalage dans le temps. Ce décalage est le fruit de la migration des bancs de vase le long de la côte. Pour illustrer ce décalage, les corrélations avec retard de phase sont présentées en Figure 39 et décrivent la propagation spatiale d'est en ouest du signal d'avancée-recul. Sur cette figure, la longueur de la ligne indique l'amplitude de la corrélation et l'orientation de la ligne indique le décalage temporel entre les deux signaux. Par exemple, une ligne pointant vers le haut (bas) indique une corrélation positive (négative) sans retard. Une ligne pointant vers la gauche (droite) indique que le signal temporel de la cellule côtière est en avance (en retard) par rapport au signal du mode.

Les reconstructions de la matrice des surfaces de mangrove à partir de chaque mode individuel sont présentées en Figure 40. La reconstruction équivaut à effectuer un filtrage des données en utilisant un mode issu de la CEOF. Sur la partie littorale du Centre Spatial Guyanais (autour de la cellule 1500), de même que sur l'estuaire de l'Iracoubo (autour de la cellule 2100), le mode 1 est corrélé positivement (Figure 39; CEOF1 ; flèche pointant vers le haut). On y observe en effet une phase de diminution ou d'absence de surfaces liée à des projections négatives du mode 1 entre les années 1950 et les années 1970, une phase d'augmentation des surfaces liée à des projections positives du mode 1 entre les années 1970 et les années 1990, puis une nouvelle phase de diminution des surfaces à partir des années 2000 liée à une baisse des projections positives du mode (Figure 40). En revanche, sur la façade littorale de la route de l'Anse à Sinnamary (autour de la cellule 1700), ainsi qu'à l'ouest de l'estuaire de la Mana (autour de la cellule 2900), le mode 1 est corrélé négativement (Figure 39; flèche pointant vers le bas). Entre ces deux situations (corrélé positivement et corrélé négativement), l'inversement des corrélations se fait rapidement sur quelques kilomètres comme le montre la rotation des flèches. Ceci indique la transition spatiale rapide entre une situation d'avant-banc et une situation d'inter-banc.

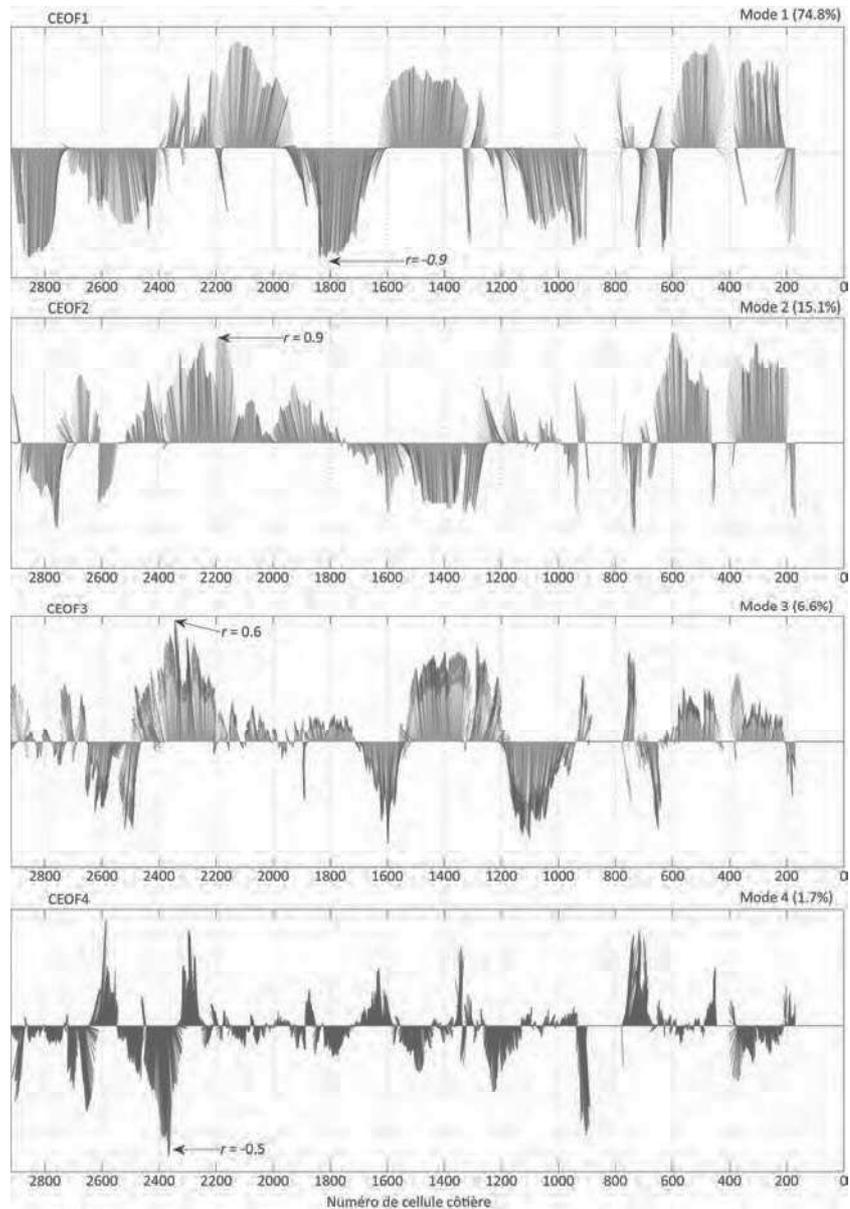


Figure 39: Corrélations complexes entre le signal temporel des modes (Figure 28) et celui de chaque cellule côtière en abscisse. La longueur de la ligne indique l'amplitude de la corrélation. L'orientation de la ligne indique le décalage temporel entre les deux signaux. Une ligne pointant vers le haut (bas) indique une corrélation positive (négative) sans retard. Une ligne pointant vers la gauche (droite) indique que le signal temporel de la cellule côtière est en avance (en retard) par rapport au signal du mode.

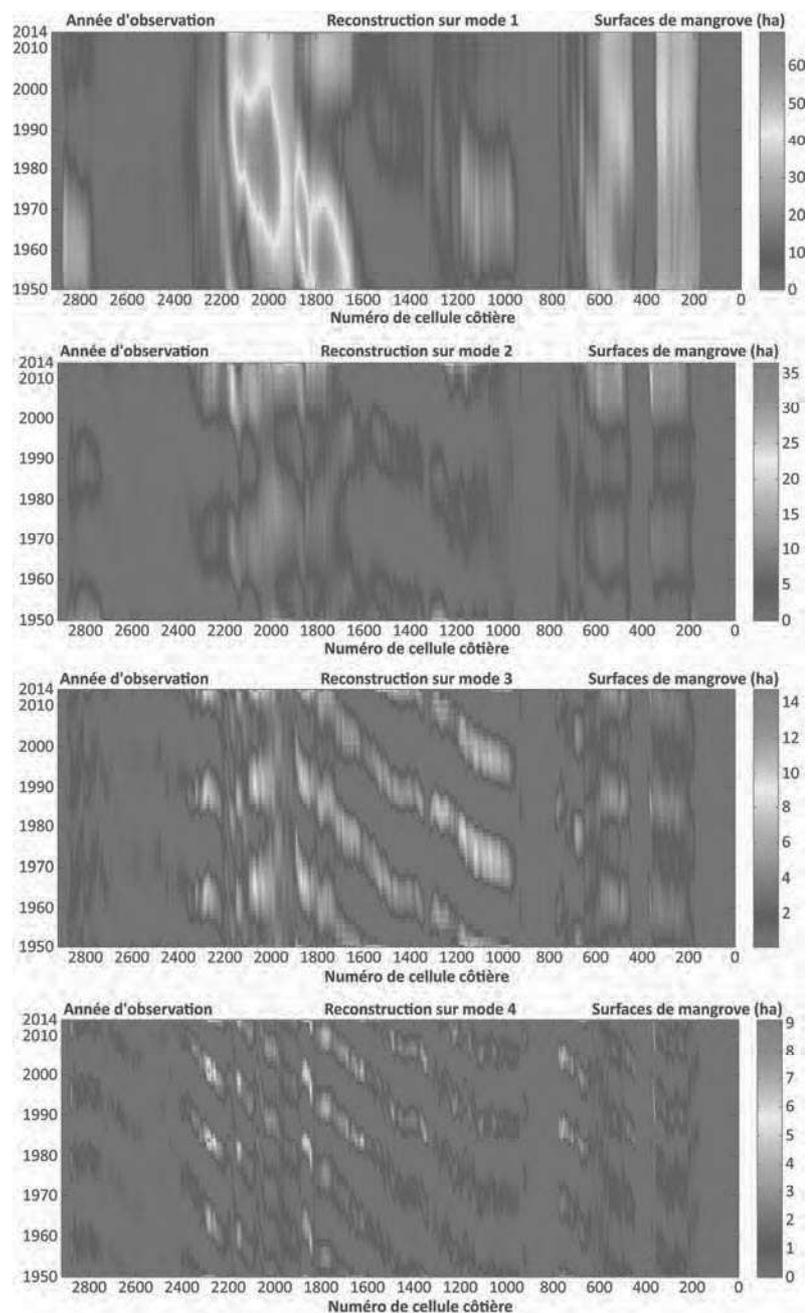


Figure 40: Reconstruction de la matrice à partir chaque mode individuel. Les mode 1, 2, 3 et 4 correspondent respectivement à des cycles de 64, 38, 26 et 18 ans et représentent respectivement 74,6%, 15,1%, 6,6% et 1,7% de la variabilité totale.

Les coefficients de corrélation pour le mode 2 (cycle à 38 ans) sont plus faibles que pour le mode 1 comme l'indique la plus petite taille des flèches en général (Figure 39). Le mode 2 est principalement corrélé dans la partie orientale du littoral (des cellules 200 à 600) ainsi qu'à Iracoubo (autour de la cellule 2200). Le mode 2 est corrélé négativement autour de Kourou (cellule 1400) et la rive droite de la Mana (cellule 2800) et la rive gauche du Mahury (cellule 750). Les corrélations ($r < 0.6$) pour le mode 3 (cycle à 26 ans) ne représentant que 6,6% de la variabilité totale (Figure 39). La région à l'ouest d'Iracoubo ($>$ cellule 2200) est la mieux corrélée au mode même si le motif de migration de Cayenne à Sinnamary est bien présent (des cellules 1000 à 1800). Ce dernier existe mais ne représente qu'une faible part des changements côtiers. Le mode 4 (cycle à 18 ans) est quant à lui beaucoup moins représenté (1,7%) et les corrélations sont assez faibles ($r < 0.5$). Le mode n'a une réelle existence qu'à l'ouest d'Iracoubo ($>$ cellule 2200).

III.E. DISCUSSION ET CONCLUSION

III.E.1. Comparaison des nouveaux résultats avec les travaux antérieurs

Les résultats montrent que les surfaces de mangrove et le trait de côte associé sont affectés par plusieurs cycles. Tout d'abord, une onde d'une périodicité d'environ 64 ans composée de phases d'avancée et de recul de 32 ans rend compte de la grande majorité des changements survenus au cours de la période (74,8%). Ce résultat est nouveau et une telle dynamique cyclique basse fréquence n'avait jamais encore été suggérée ni observée. A partir des années 1950 et jusqu'au milieu des années 1970, les projections négatives du mode (≤ 200 ha) marquent l'expansion des surfaces de mangrove atteignant les 57 561 ha en 1973 (Figure 35; Figure 38). Au contraire, les projections positives du mode (≥ 200 ha) du début des années 1980 jusqu'au début des années 2000 marquent une période de diminution des surfaces atteignant 45 410 ha en 1998. Depuis le début des années 2000, les valeurs positives qui diminuent (< 200 ha) s'accompagnent d'une nouvelle augmentation des surfaces.

Le cycle d'environ 30 ans, qui avait été proposé par Augustinus (1978), est détecté dans le mode 2 (38 ans) de notre analyse et représente 15.1% des changements. Ce mode correspond cependant mal aux résultats décrits par Fromard *et al.* (2004). En effet, les corrélations avec le mode 2 autour de Sinnamary sont très faibles, de même que celles avec le mode 3. La région de Sinnamary est très nettement négativement corrélée au mode 1 (Figure 39, cellules 1800). Les résultats ne correspondent pas car la région de Sinnamary est une zone complexe où la mangrove a subi au cours de la période une dynamique interne de dépérissement et de recolonisation liée à l'inondation par de l'eau douce dans les années 1980.

Le cycle de 22 ans suggéré par Choubert & Boyé (1959) pourrait correspondre au mode 3 (26 ans), ne rendant compte cependant que de 6,6% des changements observés. Enfin, le cycle à 18,6 ans suggéré par Gratiot *et al.* (2008) est reconnu dans le mode 4 (18 ans) mais n'est non plus pas très représentatif des changements observés (1,7%). La somme annuelle des surfaces de mangrove présentée en Figure 35 montre que le cycle à 18,6 ans corrèle entre 1986 et 2006, période étudiée par les auteurs, mais ne corrèle pas sur la période 1950-1986. Gratiot *et al.* (2008) prévoyait de plus une baisse des surfaces de mangrove de 2007 jusqu'en 2016 ce qui n'a pas eu lieu sur la période 2007-2014.

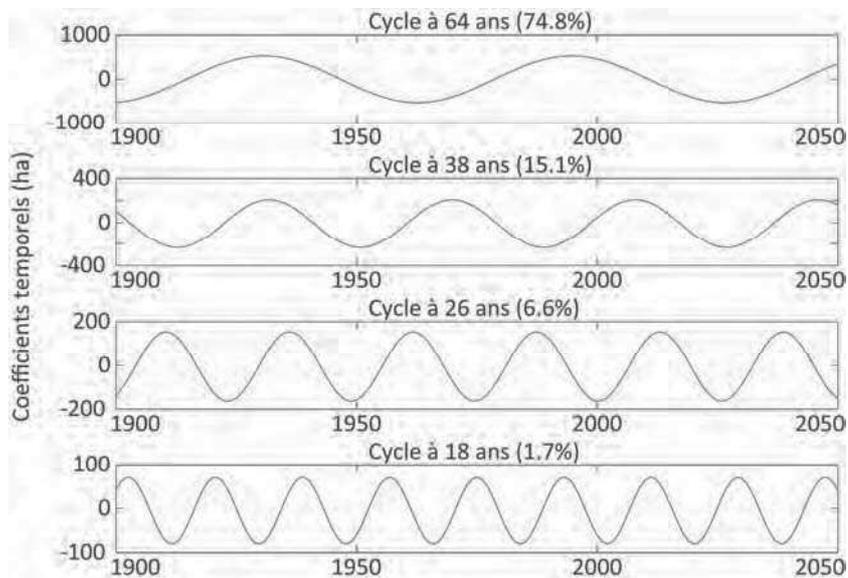


Figure 41: Projection sur la période 1900-2050 des 4 cycles côtiers détectés par la décomposition en fonction empiriques orthogonales complexes (CEOF). Le cycle à 64 ans, 38 ans, 26 ans et 18 ans correspondent respectivement au mode 1 ($R^2 = 0,93$), mode 2 ($R^2 = 0,86$), mode 3 ($R^2 = 0,97$) et mode 4 ($R^2 = 0,84$). Ils représentent respectivement 74,8%, 15,1%, 6,6% et 1,7% de la variabilité totale du jeu de données, soit environ 98%.

III.E.2. Essai d'extrapolation prospective et rétrospective des surfaces de mangrove de 1900 à l'horizon 2050

Comme nous l'avons présenté dans le détail ci-dessus, 98,2 % des variations de surfaces de mangrove peuvent être décrites par 4 sinusoides (Figure 37, Figure 38) ayant des périodes de 64 ans (74,8%), 38 ans (15,1%), 26 ans (6,6%) et 18 ans (1,7%). Les sinusoides présentent l'avantage de pouvoir être projetées dans le temps (Figure 41). Combinées

aux coefficients spatiaux des modes, elles peuvent servir à reconstruire le jeu de données et l'extrapoler (Figure 42).

Cette extrapolation temporelle, bien que valide sur le plan méthodologique (Mann *et al.*, 1998), doit cependant être considérée d'une façon très critique. Le modèle prévoit un développement des mangroves sur la portion littorale Sinnamary-Iracoubo (cellules 1700 à 2020), avec un maximum de surface en 2030 pour Sinnamary et 2040 pour Iracoubo. Ce scénario prédit par le modèle est assez probable compte tenu des observations actuelles. Une nouvelle mangrove s'est en effet installée sur l'estuaire du Sinnamary depuis 2010 et pourrait donc s'étendre jusqu'en 2030 avant d'être arrachée par l'érosion et migrer vers Iracoubo. Cette hypothèse est confortée par le fait qu'un banc de vase est actuellement situé sur les Roches Blanches et avance vers Sinnamary. Le modèle prévoit une extension des mangroves dans la région de Mana (cellules 2800 à 2900), avec un maximum de surfaces en 2030, puis une disparition progressive jusqu'en 2050. Ce scénario est peut-être moins probable compte tenu du fait qu'il y a peu de stock sédimentaire situé à l'est qui pourraient migrer sur la région prochainement. Le modèle prévoit une érosion des mangroves à l'ouest de Macouria jusqu'en 2025 (cellules 1150 à 1300) et la progression des surfaces à l'est de Macouria qui a déjà commencé et qui devrait se poursuivre jusqu'en 2030 (cellules 900 à 1150). Ce scénario est probable dans la mesure où la progression des mangroves dans cette zone correspond à l'arrivée d'un important stock de sédiment situé actuellement dans la région de Kaw (cellules 500 à 750). En ce qui concerne les prédictions rétrospectives je n'ai pas trouvé de sources historiques assez précises pour effectuer une validation du modèle. A l'échelle de la Guyane (Figure 43), le modèle prédit mal les surfaces totales actuelles de mangroves (53 000 ha par le modèle contre 55 000 ha actuellement). Bien qu'il sauvegarde la dynamique observée, il fait preuve d'une certaine imprécision temporelle, comme par exemple pour le maximum (minimum) historique des surfaces situé sur 1965 (1993) par le modèle et ayant eu lieu en réalité en 1975 (1998). Notons que seuls 4 modes sur 10 ont été utilisés, ce qui pourrait expliquer les imprécisions.

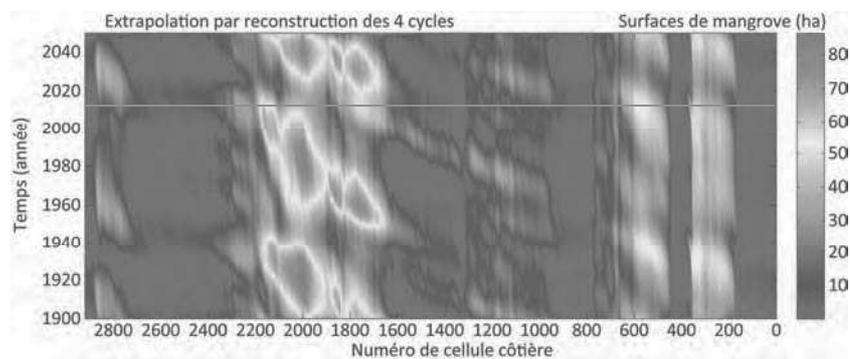


Figure 42: Extrapolation dans le passé et le futur des surfaces de mangrove à partir d'une reconstruction fondée sur les 4 cycles présentés en Figure 41. La ligne rouge indique la situation actuelle en 2014.

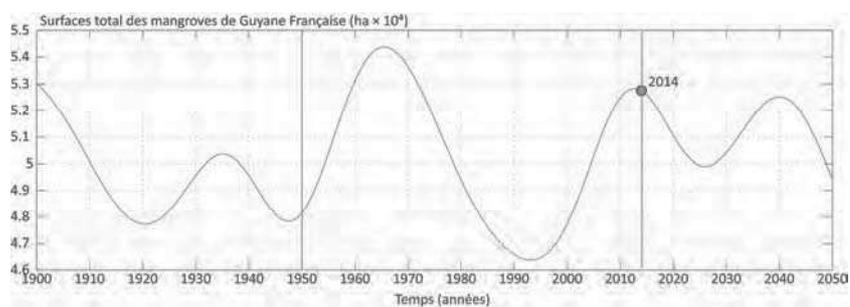


Figure 43: Extrapolation dans le passé et le futur de la superficie totale des mangroves de Guyane à partir d'une reconstruction fondée sur les 4 cycles présentés en Figure 41.

Ces prédictions doivent donc être considérées avec beaucoup de précaution et doivent servir à poser les questions qui feront l'objet du chapitre suivant :

- les cycles détectés sur la période d'étude 1950-2014 sont-ils immuables ? Correspondent-ils par exemple à des causes astronomiques ? et sont-ils donc valides pour faire des prédictions ?
- Dans le cas contraire, quels en sont les forçages ? Peut-on les corrélérer avec des facteurs externes (vents, houles, niveau de la mer, etc.) ?

CHAPITRE IV. FORÇAGES ATMOSPHERIQUES

« Ce ne sont plus des vagues, ce sont des rouleaux qui nous entraînent vers la côte. Il y a une espèce de barre où ils choquent avec un bruit épouvantable, puis, franchie la barre pleine d'écume, ils foncent à l'attaque de la brousse. [...] C'est plein d'écume et la mer est d'un jaune boueux, dégueulasse. »

Henri Charrière, Papillon, 1969.

IV.A. RESUME

Le chapitre précédent a montré que la dynamique spatiale des mangroves de Guyane sur la période 1950-2014 est principalement caractérisée par l'alternance périodique de phases d'avancée et de recul de l'écosystème sur la mer d'environ 32 ans. Ni l'action de l'Homme sur le littoral, ni même la variation des apports sédimentaires amazoniens, ne peuvent être portés comme directement responsables de cette dynamique. En introduction, je passe en revue les facteurs de forçage sur l'écosystème et retiens l'hypothèse des vagues océaniques. Les données nécessaires pour tester l'hypothèse du rôle des vagues sont téléchargées et utilisées dans une analyse de covariance croisée. Les résultats montrent tout d'abord que le climat de vague de ces 60 dernières années dans l'Atlantique Nord est régi en majeure partie par un mode variabilité climatique interne à grande échelle, l'Oscillation Nord Atlantique (NAO). Les analyses de covariance croisées montrent que la dynamique spatiale multi-décennale des mangroves de Guyane covarie fortement avec le climat de vague et la NAO. En discussion, je propose des interprétations de ce lien statistique et met en évidence des mécanismes hydro-sédimentaires sous-jacents.

IV.B. INTRODUCTION

Je passe ici en revue les forçages environnementaux d'origine anthropique et climatique pouvant agir sur l'écosystème mangrove en Guyane.

IV.B.1. Causes humaines directes

Les côtes et les estuaires tropicaux font l'objet d'une compétition pour l'espace entre l'urbanisation, l'agriculture (principalement la riziculture) et l'aquaculture côtière (crevetticulture) (Valiela *et al.*, 2001; Lee *et al.*, 2014). La pression est telle qu'environ 20% des surfaces de mangrove ont été perdu au cours de la période 1980-2005 (FAO, 2007). Des facteurs anthropiques additionnels s'ajoutent à ces pressions, tels que la modification des apports en eau et sédiment, ainsi que leur circulation littorale, sources de changements côtiers importants. Des études récentes ont en effet montré que la présence de digues de défense contre l'érosion côtière au Guyana altère les processus de consolidation des vasières littorales et entraîne, par conséquent, la disparition des mangroves à l'échelle du paysage (Anthony & Gratiot, 2012). La construction de routes et le creusement de canaux traversant la mangrove ont aussi des conséquences locales importantes. En modifiant, ou coupant la circulation hydrique, elles conduisent au dépérissement des peuplements par

assèchement ou inondation permanente du milieu et bloque la dissémination des graines (Turner & Lewis, 1996). La modification des apports d'eau douce aux embouchures des fleuves causée par la construction de barrages est aussi un facteur localement important de changements dans les mangroves (Diop *et al.*, 1997; Colonnello & Medina, 1998).

Les impacts humains directs évoqués ci-dessus ne sont pas présent en Guyane. Les mangroves de Guyane figurent cependant parmi les mieux préservées au monde. L'endiguement du littoral observé au Guyana y est inexistant. La déforestation des mangroves pour l'aquaculture ou la riziculture que l'on observe au Surinam et au Guyana est également absente. Aucun grand barrage sur l'Amazone, ou sur un fleuve descendant du plateau des Guyanes, capable de modifier significativement les apports sédimentaires côtiers, n'a vu le jour au cours de ces 60 dernières années. Il y a bien eu en 1994 la mise en service du barrage de Petit-Saut sur le fleuve Sinnamary. Mais les apports liquides et solides de ce dernier sont absolument négligeables pour avoir impacté la dynamique sédimentaire littorale. Ainsi, il est indiscutable que les changements observés en Guyane ne peuvent être dus à l'action directe de l'Homme.

IV.B.2. Le changement climatique

Au-delà des impacts anthropiques directs (déforestation, barrages, digues, etc.), l'impact du changement climatique sur les mangroves reste peu connu.

a. L'impact de l'augmentation du CO₂

Des études expérimentales suggèrent une variété de réponses spécifiques selon les espèces et des interactions complexes avec d'autres conditions environnementales limitantes telles que la salinité, la disponibilité en eau, la température, etc. (Alongi, 2008 pour compte rendu). L'incertitude est aussi liée principalement au manque de données d'observation *in situ*. Ce problème est d'autant plus accentué par la difficulté de trouver des mangroves qui soient peu impactés directement par l'Homme, rendant l'identification du forçage climatique évidente. Entièrement préservée de l'action directe de l'Homme, la mangrove de Guyane constitue un site d'observation unique pour l'étude de l'impact des changements climatiques.

b. L'impact de la hausse du niveau moyen des mers

Des études affirment que les mangroves sont affectées par des contraintes environnementales elles-mêmes modifiées par le changement climatique. Parmi ces études, un rôle primordial est donné à la hausse du

niveau moyen des mers (MSL en anglais). Lors de la dernière transgression marine, des preuves attestent d'une redistribution des mangroves due à la montée du MSL (Woodroffe, 1990; Yulianto *et al.*, 2005). D'autres travaux suggèrent que l'accélération de l'élévation du MSL, liée au changement climatique en cours depuis la moitié seconde moitié du XXème siècle, va avoir des conséquences sur la redistribution des mangroves le long des côtes (Alongi, 2008; Gilman *et al.*, 2008), bien qu'il n'y ait aujourd'hui que trop peu observations attribuables directement à ce phénomène (Gilman *et al.*, 2006; López-Medellín *et al.*, 2011). Le processus physique proposé est que, lorsque leur seuil biologique de tolérance à l'inondation est dépassé, les mangroves migrent à l'intérieur des terres si l'espace est disponible (Friess *et al.*, 2012), ou dans le cas contraire (zone urbaine, digues, routes, reliefs), disparaissent face à la montée de la mer (Wong *et al.*, 2014). L'hypothèse du MSL comme responsable des changements observés en Guyane reste à vérifier par des données.

c. L'impact de la hausse des températures

Un autre impact du changement climatique sur les mangroves est la modification des limites thermiques de leur aire de répartition au-delà de leurs limites actuelles sous l'effet de l'élévation des températures. Les mangroves se développent en effet dans des eaux hivernales supérieures à 20° C en moyenne ainsi que dans des températures mensuelles hivernales moyennes de l'air supérieures à 20°C et dont l'amplitude mensuelle est inférieure à 10°C (Duke *et al.*, 1998). Le déplacement de ces limites thermiques au-delà de leurs limites actuelles causé par le changement climatique ferait globalement migrer les mangroves en latitude. Il est aussi proposé que le changement climatique, entraînant une modification de la fréquence des gelées hivernales (< -4°C), favorise la migration des mangroves en latitude (Saintilan & Williams, 1999; Cavanaugh *et al.*, 2014; Saintilan *et al.*, 2014). En se basant sur ces principes, Record *et al.* (2013) projette, à partir de scénarii de changement climatique, l'abondance et la redistribution de l'écosystème à l'échelle globale en fonction des températures et des précipitations prédites. Les mangroves de Guyane, étant situées au niveau de l'équateur météorologique (5°N), ne sont cependant pas concernées par le forçage thermique et pluviométrique présenté ci-dessus.

d. L'impact de l'augmentation des cyclones

Le changement climatique est suspecté d'impacter l'occurrence, l'intensité et la distribution d'évènements tempétueux extrêmes tels que les cyclones tropicaux et extratropicaux (Elsner & Jagger, 2010). Le renforcement de ces évènements peut affecter les mangroves situées sur la trajectoire de ces cyclones, comme c'est le cas des mangroves des Caraïbes par exemple (Michener *et al.*, 1997). Les mangroves de Guyane

sont cependant situées bien loin de ces trajectoires tropicales qui se situent au niveau du Tropique du Cancer dans l'Atlantique Nord. Cependant, on peut se poser la question si de tels événements dans l'Atlantique pourraient générer des houles destructrices qui puissent atteindre la côte des Guyanes grâce à des circonstances météorologiques favorables, comme le cas rapporté par van Ledden *et al.* (2009) en 2005 au Guyana. Même si de tels événements de force exceptionnelle ont lieu, il est peu probable qu'ils imprègnent durablement la dynamique côtière sur le long terme compte tenu de l'inertie du système de migration des bancs de vase causé par le volume de vase transporté.

IV.B.3. Les impacts climatiques d'origine naturelle

Outre les impacts du changement climatique sur les mangroves, des changements environnementaux d'origine naturelle peuvent contribuer à la diminution ou à l'augmentation des mangroves. L'impact de fluctuations multi-décennales d'origines astronomiques a été proposé.

a. L'impact des cycles solaires

Des auteurs ont en effet suggéré que le cycle de l'activité solaire (cycle de Heinrich) pourrait influencer la dynamique des mangroves de Guyane (Choubert & Boyé, 1959). Ce cycle est dû à l'inversion des pôles magnétiques du soleil tous les 22 ans environ en liaison avec le « cycle un-décennal » de l'activité des tâches solaires. Selon les auteurs, les causes ne sont « pas clairement établies » mais l'influence serait indirecte via l'impact sur les précipitations alternativement excédentaire et déficitaire sur les bassins versants amazoniens. Ces auteurs proposent ainsi une origine hydrologique naturelle aux changements côtiers qu'ils observent en Guyane. Bien qu'il n'y ait pas encore de consensus sur l'impact du magnétisme solaire sur les précipitations amazoniennes (Poore *et al.*, 2004; Gray *et al.*, 2005; Miyahara *et al.*, 2008), la thèse hydrologique est par ailleurs très improbable. Tout d'abord, il est établi que les sédiments sur lesquels s'installent les mangroves guyanaises proviennent de l'érosion des Andes, transitent par le bassin versant amazonien et circulent par la côte de l'embouchure de l'Amazone vers celle de l'Orénoque (Eisma & van der Marel, 1971). Mais, une étude a récemment montré la dé-corrélation entre débit solide et débit liquide de l'Amazone (Martinez *et al.*, 2009). Ainsi, un changement dans le régime de précipitation sur le bassin versant ne peut pas avoir de conséquence directe sur les changements de surfaces observés. D'autre part, il a été montré que les sédiments d'origine amazonienne sont en majeure partie déposés et stockés pendant plusieurs années dans le delta subaquatique du fleuve avant d'être injectés par à-coups sous forme de bancs de vase intertidaux le long de la côte des Guyanes (Allison *et al.*, 2000). Ainsi, un lien de cause à effet entre l'hydrologie de l'Amazone et la dynamique des surfaces de mangrove

observées en Guyane à l'échelle multi-décennale doit être rejeté. En ce qui concerne les autres fleuves qui débouchent dans le système, leur décharge liquide et solide est dérisoire face au volume de vase transitant le long du littoral. L'apport des fleuves ne peut pas avoir d'impact sur la quantité de vase côtières mais ils peuvent cependant jouer un rôle d'épis hydraulique, entravant temporairement et localement la migration des vases (Anthony *et al.*, 2013).

b. L'impact des cycles lunaires

D'autres auteurs ont suggéré une origine astronomique pour les changements qu'ils ont observés en Guyane entre 1986 et 2006 (Gratiot *et al.*, 2008). D'après cette étude, la dynamique multi-décennale des surfaces de mangroves est liée à l'influence du cycle lunaire du Saros sur les marées. Ce cycle du Saros génère progressivement tous les 18 ans et 6 mois des coefficients de marées particulièrement forts. Les niveaux moyens des marées de hautes eaux et de basses eaux sont les plus modulés par ce cycle. La fluctuation des surfaces de mangroves en Guyane observé s'explique selon les auteurs par l'influence de ce cycle sur l'espace disponible colonisable par l'écosystème. Nous avons cependant démontré dans le chapitre précédent (chapitre III) que le cycle invoqué ne peut expliquer les changements observés sur la période 1950-1986 et 2006-2014. Bien que théoriquement valide, l'hypothèse du forçage lunaire est à rejeter.

IV.B.4. Les impacts climatiques d'origines internes

Outre les variations d'origines externes qu'elles soient anthropiques ou naturelles, le climat est régi par des modes de variabilité interne (ou intrinsèque), par opposition à des variations forcées par les gaz à effet de serre ou des cycles astronomiques par exemple. Ces modes sont décrits comme des oscillations, telle qu'entre autre El Niño Southern Oscillation (ENSO), l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), l'Oscillation Décennale Pacifique (PDO) ou l'Oscillation Atlantique Multi-décennale (AMO). De nombreuses études se sont attachées à démontrer le lien entre ces modes de variabilité interne du climat et les paramètres océanoclimatiques de surface dans l'Atlantique (George & Saunders, 2001; Deser *et al.*, 2010; Cassou *et al.*, 2011). Une seule étude à ma connaissance a montré le lien entre un mode de variabilité climatique multi-décennale et une dynamique des surfaces de mangrove (López-Medellín *et al.*, 2011). Les auteurs ont montré que la colonisation des bras morts dans la baie de Magdalena en Basse Californie (Mexique), concomitant avec l'érosion des peuplements de front de mer, résulte de la hausse du niveau de moyen de la mer, hausse particulièrement prononcée lors d'épisodes El Niño.

La Guyane est située dans l'ouest de l'Atlantique Tropical Nord. Elle est donc potentiellement affectée par les oscillations climatiques ayant

une influence dans cette région. La NAO, ENSO Atlantique et l'AMO sont les modes dominants de variabilité dans l'Atlantique Nord. Ils doivent être ainsi retenus comme forçages potentiels des dynamiques de surfaces de mangroves observées.

IV.B.5. Les vagues océaniques

Des auteurs ont cherché à relier leurs observations des changements côtiers en Guyane aux processus physiques fondamentaux des zones côtières (Augustinus, 1978, 1983, 1987, 2004; Augustinus & Mees, 1984; Eisma *et al.*, 1991; Lefebvre *et al.*, 2004; Gratiot *et al.*, 2007) décrivant notamment les processus d'érosion et d'accrétion sédimentaire forcés par les vagues et les courants de marée. Ils ont montré le lien entre modification des paramètres de vents (force et direction) et de vagues associées (direction, hauteur, période) et processus sédimentaires sur la côte des Guyanes. Le cycle d'environ 30 ans suggéré sur la période 1947-1984 au Surinam (Eisma *et al.*, 1991), et retrouvé dans 15.1 % des changements observés en Guyane sur la période 1950-2014 (chapitre III), pourrait être lié selon les auteurs à une modification de la direction et de la force des alizés tropicaux. Ces derniers sont plus forts en hiver boréal (décembre-mars), lorsque la Zone Intertropicale de Convergence (ITCZ en anglais) est située au environ de l'équateur, et que les vents, les vagues et les houles en provenance de l'Atlantique Nord frappent la côte des Guyanes. Ces mêmes auteurs proposent un mécanisme selon lequel les vagues, plus hautes (basses) pendant plusieurs mois, générées par des vents plus (moins) forts arrivant plus (moins) perpendiculaire à la côte, augmentent (diminuent) l'érosion en zone d'arrière banc en même temps qu'elles augmentent (diminuent) le dépôt sédimentaire en zone d'avant banc.

IV.B.6. Objectifs du chapitre

Deux paramètres environnementaux potentiels de forçage peuvent être retenus: les vagues océaniques et le niveau moyen de la mer. Le changement climatique et la variabilité interne du climat peuvent moduler ces paramètres et expliquer les changements côtiers observés en Guyane. L'objectif de ce chapitre sera de tester ces relations potentielles.

IV.C. DONNEES UTILISEES

IV.C.1. Les surfaces des mangroves (M_s)

Les données de surfaces des mangroves utilisées ont été présentées dans le chapitre précédent (Chapitre III). Elles sont organisées sous la forme d'une matrice de Hovmöller (Figure 25).

IV.C.2. Le niveau moyen de la mer (MSL)

Les hauteurs moyennes du niveau de la mer sur la période 1950-2001 ont été obtenues auprès du Marine and Atmospheric Research Center (CMAR) du Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) australien (Church & White, 2004). Ces données sont reconstruites à partir de séries temporelles de mesures satellites et de bouées. La reconstruction est basée premièrement sur l'extrapolation de modes de variabilité extraits de données récentes par Fonctions Empiriques Orthogonales (EOF). Les modes projetées dans le passé sont calibrés sur des points historiques de mesure *in situ*. Les données téléchargées se présentent sous forme d'une grille de séries temporelles mensuelles couvrant une période de janvier 1950 à décembre 2010. Chaque cellule de la grille couvre une zone de 1° de côté. La valeur de MSL est exprimée en millimètres par rapport à la moyenne de la période 1950-2010.

Des hauteurs du niveau de la mer issues de mesures altimétriques satellites ont également été récupérées pour la période 1992-2002 auprès du producteur de données AVISO. Il s'agit de données issues de l'altimétrie radar des satellites JASON, qui acquièrent des mesures sur un même point tous les 10 jours depuis octobre 1992. La précision altimétrique est très bonne (1-2 mm). Les données obtenues sont des moyennes mensuelles de hauteurs corrigées au-dessus du géoïde.

IV.C.3. Les vagues (H_s , T_M , θ_M)

Compte tenu de l'absence de données historiques de vagues *in situ*, j'ai utilisé des données de vagues issues de modèles de ré-analyse distribués par L'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Les ré-analyses sont des données acquises par instrumentation (satellites, bouées, navires), assimilées et calibrées par des modèles de prévision météorologique. Les ré-analyses fournissent ainsi des archives globales d'un grand nombre de variables océaniques. L'ECMWF et le National Center for Environmental Prediction (NCEP) américain sont les producteurs de ré-analyses les plus connus. Le travail présenté ici utilise les séries temporelles organisées en grilles. Chaque cellule d'une grille occupe un espace de 2,5° de côté et la grille couvre le bassin Nord Atlantique élargit [-10°-70°N, 70°-0°E]. Les séries temporelles sont des moyennes journalières couvrant une période allant du 1 janvier 1957 au 31 décembre 2002 pour le produit ERA-40 (Uppala & Others, 2005), et du 1 janvier 1979 au 31 décembre 2014 pour le produit ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011). Les paramètres utilisés sont :

- la hauteur significative journalière des vagues exprimée en mètre (H_s), correspondant à la moyenne du tiers des vagues les plus hautes ;
- la période moyenne journalière exprimée en seconde (T_M), correspondant à la moyenne des périodes entre les crêtes des vagues;
- et la direction moyenne journalière exprimée en degrés (ϑ_M), correspondant aux moyennes de direction des vagues. Les directions sont exprimées en degrés suivant la convention météorologique, c.à.d. 0° indique « provenant du nord » et 90° « provenant de l'est ».

Les données de vagues ERA-40 et ERA-Interim ont été largement validées. Sterl & Caires (2005) ont en effet montré de très bonnes corrélations entre les vagues ERA-40 et des valeurs obtenues *in situ* par des bouées, à l'exception des vagues particulièrement hautes (> 5 m) et particulièrement basses (< 1 m) qui ont tendance à être sous et surestimées respectivement. Notons que ces conditions de vague ne caractérisent pas le littoral guyanais (Gratiot *et al.*, 2007) et que l'incertitude sur les vagues extrêmes a été partiellement résolue dans ERA-Interim.

IV.C.4. Les indices climatiques multi-décennaux

L'Oscillation Nord Atlantique (NAO) est le mode principal de variabilité climatique dans l'Atlantique Nord. Elle est caractérisée par un motif spatial dit de « bascule » (seesaw pattern en anglais) des pressions atmosphériques au niveau de la mer (SLP en anglais). Il s'agit d'une bascule entre les hautes pressions de l'anticyclone des Açores et les basses pressions de la dépression d'Islande. Pendant les phases positives (négatives) de la NAO, la dépression d'Islande est plus (moins) creusée que la normale et l'anticyclone des Açores est renforcé (altéré). En phase positive, les différences de SLP entre les deux régions sont exacerbées et sont ainsi à l'origine d'un climat plus tempétueux au-dessus de l'Atlantique Nord. En région tropicale, l'alizé d'est contrôlé par l'anticyclone des Açores est renforcé (phase positive) ou altéré (phase négative). Il existe plusieurs indices pour caractériser la NAO. Ici, j'ai téléchargé l'indice NAO basé sur une analyse en composante principale (PCA en anglais) mis à disposition par le National Center for Atmospheric Research (NCAR) à l'adresse <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based>. Il s'agit de l'indice hivernal correspondant à la série temporelle du premier mode issu d'une PCA sur des cartes de moyennes mensuelles d'anomalies de SLP couvrant l'Atlantique Nord élargit [20°–80° N, 90° W–40° E] sur la période 1898-2014.

J'ai utilisé également l'indice de l'Oscillation Atlantique Multi-décennale (AMO en anglais) qui correspond à une variation cyclique de la température de surface la mer (SST en anglais) s'étendant sur plusieurs décennies dans l'Atlantique. L'AMO est caractérisée par un cycle temporel d'une période de 55 à 70 ans qui alterne des phases positives (SST anormalement chaudes) et négatives (SST anormalement froides). Bien que la nature et l'origine de cette oscillation soient mal connues et que son existence même soit remise en question par certains climatologues, les phases semblent liées à la variabilité de la circulation thermo-haline, l'augmentation des cyclones tropicaux ou encore le positionnement de la zone intertropicale de convergence (Goldenberg *et al.*, 2001; Knudsen *et al.*, 2011). Ici, j'ai utilisé l'indice mis à disposition par le NCAR à l'adresse <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO>.

IV.D. METHODES

IV.D.1. Les fonctions empiriques orthogonales (EOF)

La décomposition en Fonction Empiriques Orthogonales (EOF) et la reconstruction des données par le mode principal de variabilité ont été utilisés. Pour plus de précisions sur cette méthode se reporter au chapitre III.

IV.D.2. Les décompositions en valeurs singulières (SVD)

La décomposition en valeurs singulières (SVD en anglais) est une technique d'analyse de la covariance utilisée pour identifier des modes covariants de variabilité spatiale et temporelle entre deux champs de mesures (Bretherton *et al.*, 1992). La SVD a été utilisée ici entre les surfaces de mangroves et chacun des paramètres de vagues (H_S , T_M , σ_M). Entre deux matrices de Hovmöller (Hocke & Kämpfer, 2011), la SVD cherche à isoler des combinaisons de cellules qui ont tendance à être reliées linéairement. Le résultat de l'analyse produit des paires de modes spatiaux et temporels qui expliquent une fraction de la covariance entre les deux champs de valeurs (Bjornsson & Venegas, 1997). Le coefficient de détermination (R^2) entre les deux champs à l'intérieur d'un mode évalue la force de la relation et la *P value* estimée par un test *F* évalue la qualité de ce coefficient.

IV.E. RESULTATS

IV.E.1. Analyse de la variabilité multi-décennale des champs de vagues en Atlantique Nord

La variabilité spatiale et temporelle des champs de vagues forcés par les vents de surface en Atlantique Nord est ici décrite en utilisant les ré-analyses ERA-40 (1958-2002). Une climatologie mensuelle des trois paramètres fondamentaux, hauteur significative des vagues (H_s), période moyenne (T_M) et direction moyenne (ϑ_M) est présentée (Figure 44 à Figure 46). L'analyse révèle un hiver centré sur les mois de décembre à mars où les champs de vagues sont plus puissants sur tout l'Atlantique Nord, particulièrement à partir des moyennes latitudes ($>30^\circ$ N). Cette tendance est retrouvée aux basses latitudes tropicales ($<30^\circ$) mais avec des valeurs plus faibles. La côte nord-est du continent sud-américain reçoit des vagues d'hiver de 1,90 m en moyenne en provenance du nord-est (50°). En été, centré sur les mois de mai à septembre, les vagues proviennent en moyenne du nord-nord-est (64°) et sont en moyenne moins puissantes (1,25 m). Les périodes des vagues suivent cette climatologie avec une plus faible amplitude cependant. Les fréquences hivernales sont de 7,4 secondes en moyenne et 6,9 secondes en été (Figure 47 pour l'hiver). Les changements saisonniers en Guyane sont dus à la position en latitude de la Zone Intertropicale de Convergence (ITCZ en anglais). Située au nord de la Guyane en été, elle laisse passer des influences provenant de l'anticyclone de Sainte Hélène dans l'Atlantique Sud. Placée sur l'équateur géographique en hiver, la Guyane reçoit directement des influences provenant de l'anticyclone des Açores redescendu en latitude sur l'archipel des Açores. La décomposition en EOF des anomalies moyennes d'hiver montre qu'il existe un mode de variabilité dominant dans l'Atlantique Nord (Mode 1, Figure 48). Que ce soit pour les hauteurs significatives (H_s), les périodes (T_M) ou les directions moyennes (ϑ_M), le mode 1 extrait par l'analyse rend compte d'une grande part des variations interannuelles (72,9% pour H_s , 84,4% pour T_M et 90,8 pour ϑ_M). Les modes suivants sont moins représentatifs, avec cependant le mode 2 de H_s qui rend compte de 21,6% des variations.

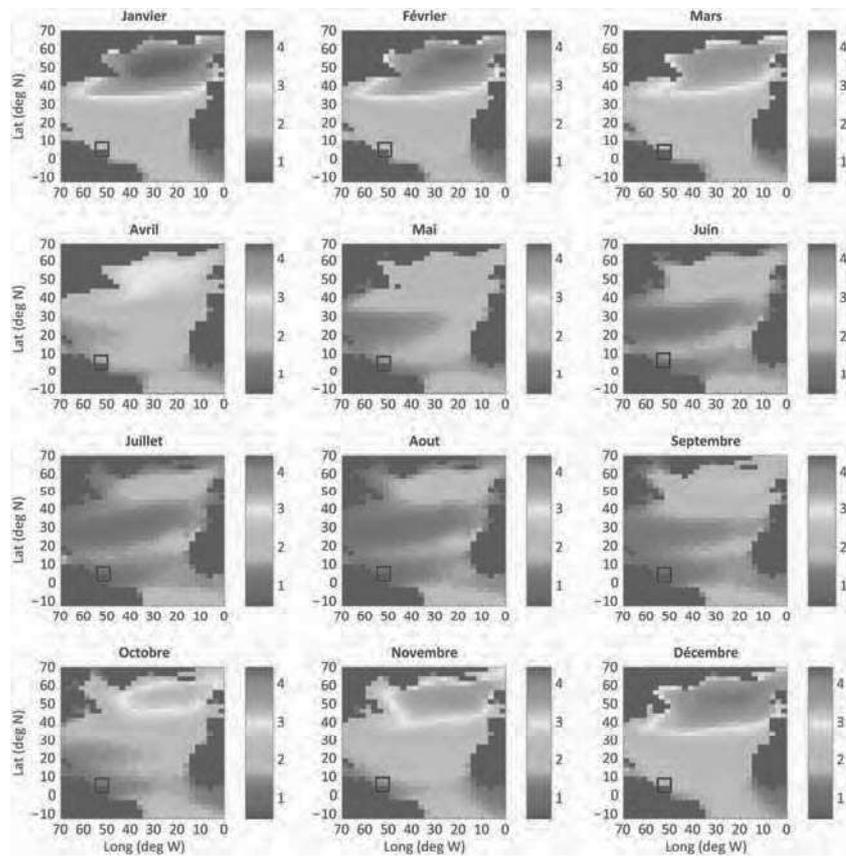


Figure 44: Climatologie mensuelle des hauteurs significatives de vagues (H_s) exprimées en mètres dans l'Atlantique Nord sur la période 1958-2002. Le carré noir indique la position de la Guyane.

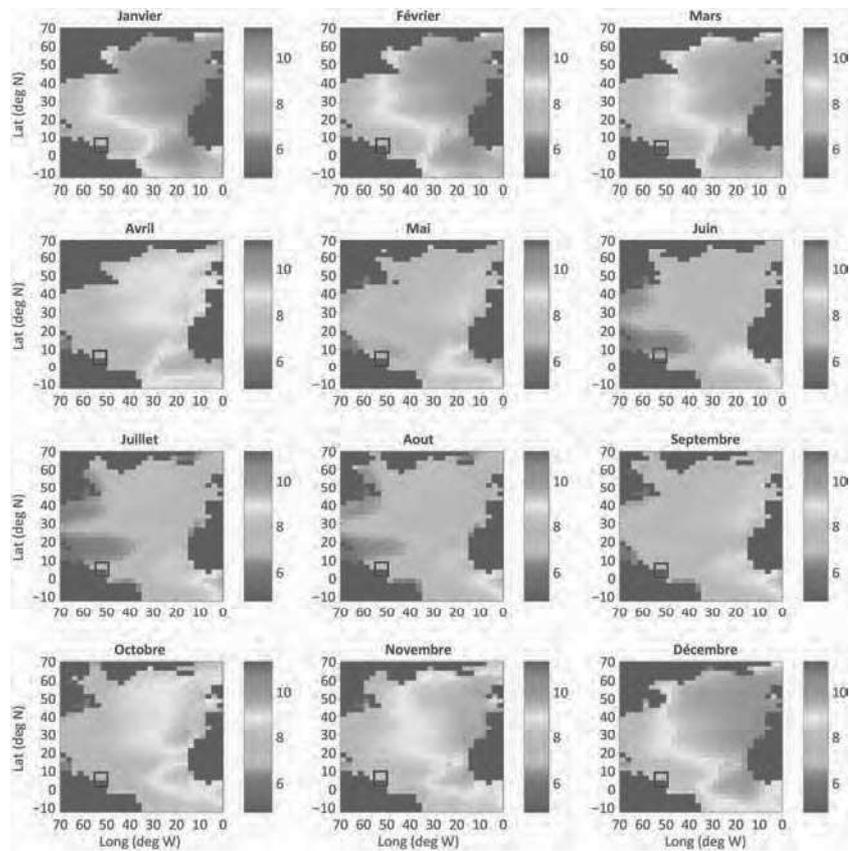


Figure 45: Climatologie mensuelle des périodes moyennes de vagues (T_M) exprimées en secondes dans l'Atlantique Nord sur la période 1958-2002. Le carré noir indique la position de la Guyane.

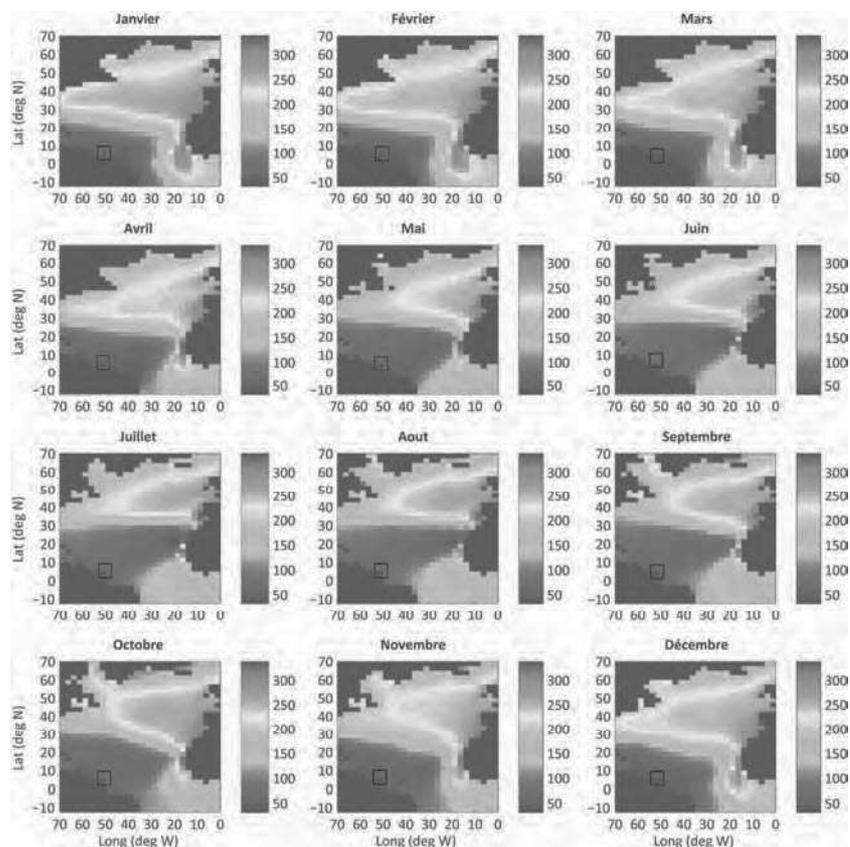


Figure 46: Climatologie mensuelle dans l'Atlantique Nord sur la période 1958-2002 des directions moyennes des vagues (θ_M) exprimées en degrés suivant la convention météorologique, c.à.d. 0° indique « provenant du nord » et 90° « provenant de l'est ». Le carré noir indique la position de la Guyane.

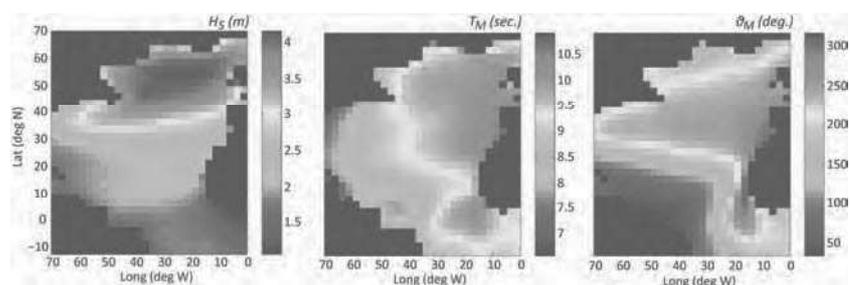


Figure 47: Climatologie hivernale (DJFM) sur la période 1958-2002 des hauteurs significatives (H_S), périodes moyennes (T_M) et directions moyennes (θ_M) des vagues dans l'Atlantique Nord.

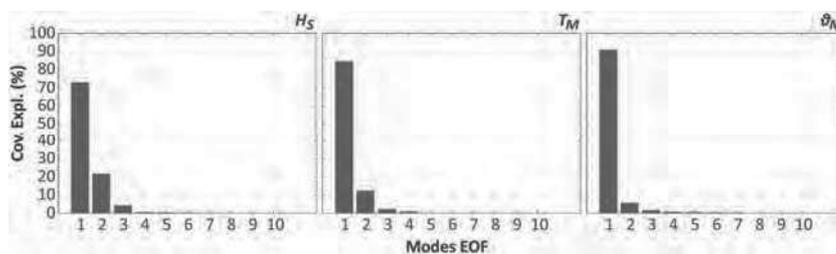


Figure 48: Taux de covariance expliquée par les modes EOF sur les hauteurs significatives (H_s), les périodes moyennes (T_M) et les directions moyennes (θ_M) des vagues d'hiver en Atlantique Nord.

Les coefficients temporels des premiers modes (PC1, Figure 49) présentent une variabilité interannuelle marquée par une tendance multi-décennale. La période 1958-1971 est marquée par des anomalies négatives de hauteurs de vagues dont le minimum est situé en 1969 (H_s barres bleues). Des anomalies plutôt positives de directions et de périodes y sont associées (T_M et ϑ_M barres rouges). La période 1989 à 2002 est une période d'anomalies positives de hauteurs de vagues (H_s barres rouges). Les directions sont majoritairement négatives (ϑ_M barres bleues). Les années 1969 et 1992 sont deux extrêmes pour les 3 paramètres. Entre ces deux dates les hauteurs de vagues passent d'anomalies négatives fortes à des anomalies positives fortes.

D'un point de vue spatial, les anomalies de hauteur de vagues sont très présentes dans les hautes et moyennes latitudes (EOF 1 ; H_s ; Figure 50). Les coefficients spatiaux indiquent la présence d'un dipôle (entité spatiale qui possède 2 centres). Le dipôle des hauteurs de vagues se situe entre le nord-est (Islande) et le centre-ouest (mer des Sargasses) de l'Atlantique Nord. Les dipôles des périodes et des directions sont entre le nord de l'Atlantique Nord (Islande) et le centre de l'Atlantique tropical Nord, de part et d'autre d'une ligne imaginaire qui traverse l'Atlantique en reliant Terre-Neuve et le sud du Maroc. Les parts des moyennes d'hiver des trois paramètres de vagues dues à ces modes de variabilité multi-décennale sont reconstruits dans des indices de vagues pour la région océanique faisant face à la côte des Guyanes (Figure 51).

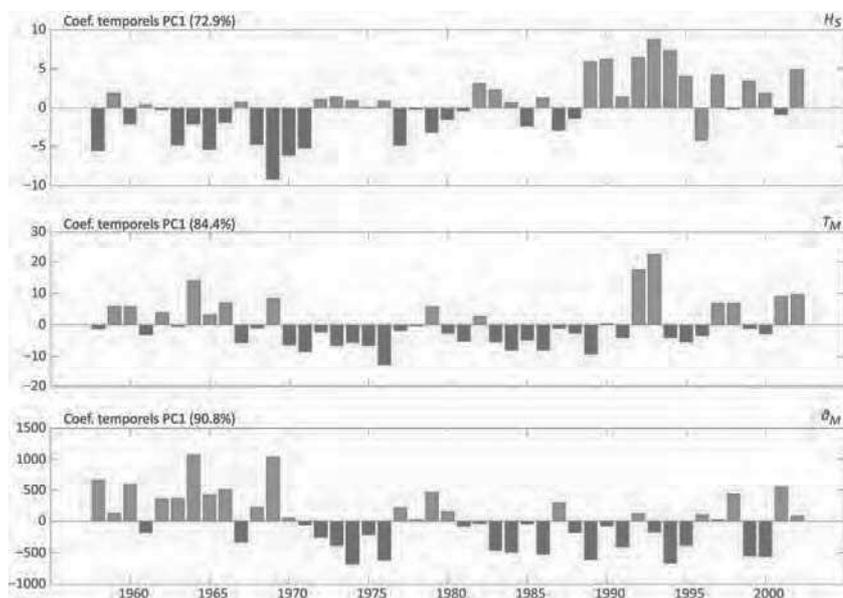


Figure 49: Coefficients temporels des modes 1 (PC1) de la décomposition en EOF des hauteurs significatives (H_s), périodes moyennes (T_M) et directions moyennes (θ_M) des vagues d'hiver en Atlantique Nord.

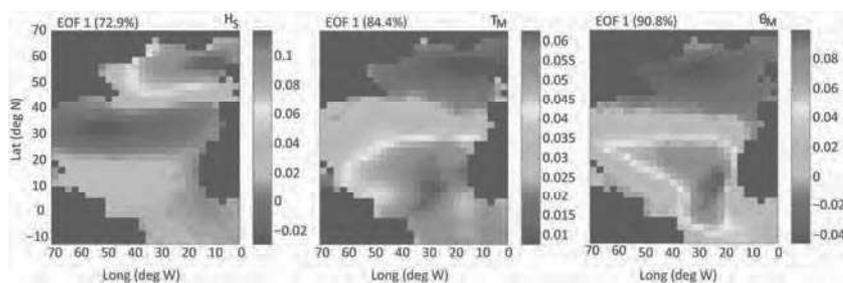


Figure 50: Coefficients spatiaux (EOF) du premier mode de la décomposition en EOF des hauteurs significatives (H_s), périodes moyennes (T_M) et directions moyennes (θ_M) des vagues d'hiver en Atlantique Nord.

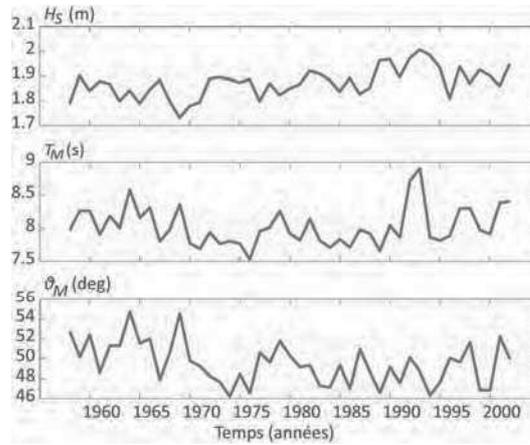


Figure 51: Reconstruction d'indices régionaux [60°-40°E 2.5°-10°N] basés sur les premiers modes de hauteurs significatives (H_S), périodes moyennes (T_M) et directions moyennes (θ_M) des vagues d'hiver sur l'Atlantique Nord.

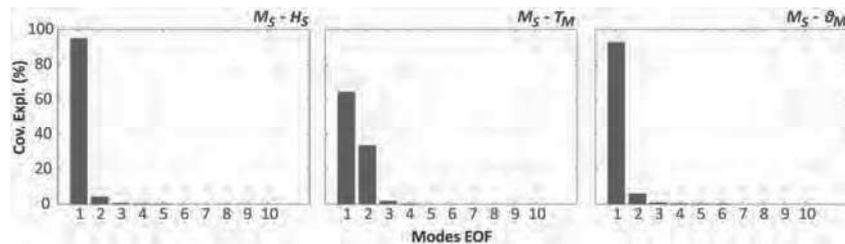


Figure 52: Taux de covariance expliquée par les modes SVD sur les couples surfaces de mangroves (M_S) et hauteurs significatives (H_S), surfaces de mangroves (M_S) et périodes moyennes (T_M) et surfaces de mangroves (M_S) et directions moyennes (θ_M) des vagues d'hiver en Atlantique Nord.

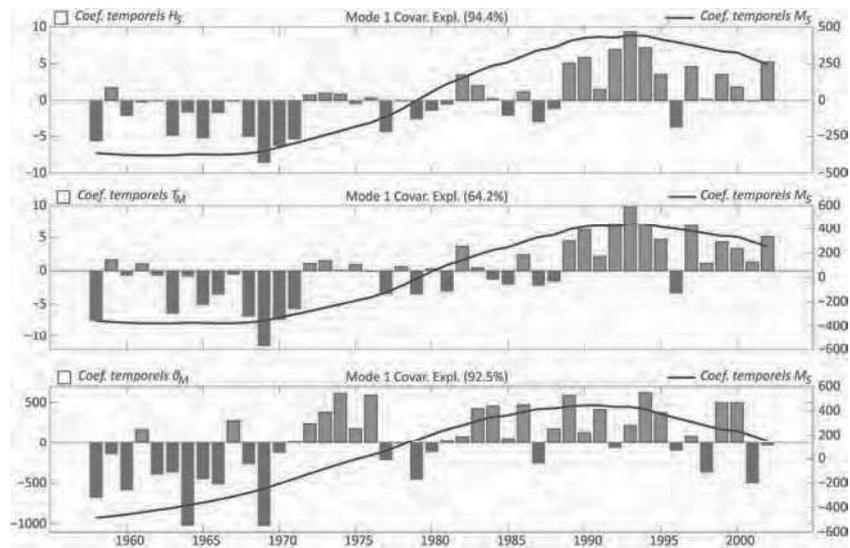


Figure 53: Coefficients temporels de covariance issus du premier mode de la décomposition en valeurs singulières (SVD) entre surfaces de mangroves (M_S) et respectivement les hauteurs significatives (H_S), les périodes moyennes (T_M) et les directions moyennes (θ_M) des vagues d’hiver (DJFM) en Atlantique Nord.

IV.E.2. Covariance des surfaces de mangrove et des champs de vagues

L’analyse de covariance entre surfaces de mangrove (M_S) et chacun des 3 paramètres de vagues (H_S , T_M et ϑ_M) est menée par une décomposition en valeurs singulières (SVD).

Le premier mode des deux couples surfaces de mangroves (M_S) et hauteurs significatives (H_S) et surfaces de mangroves (M_S) et directions moyennes (ϑ_M) rendent compte de plus de 90% de la covariance entre les variables (Figure 52). Le premier mode du couple surfaces de mangroves (M_S) et périodes moyennes (T_M) est nettement moins représentatif des covariations avec seulement 60% de covariance. Ces dernières se décomposent davantage sur les deux premiers modes.

Les coefficients temporels des premiers modes (Figure 53) décrivent des dynamiques multi-décennales qui s’apparentent à celles extraites par les EOF individuelles sur chacun des champs (chapitre III pour les surfaces de mangroves et paragraphe précédent pour les champs de vagues). En effet, les coefficients temporels du mode 1 de la CEOF sur les surfaces de mangrove (M_S), présentés dans le chapitre III, et les coefficients temporels des M_S , à l’intérieur des modes 1 des SVD, présenté ici, sont parfaitement corrélés ($r = 0,99$ sur la SVD M_S-H_S , $r = 0,99$ sur la SVD M_S-T_M et $r = 0,98$ sur la SVD $M_S-\vartheta_M$ pour une P value < 0,001). Les

coefficients temporels issus des EOF individuelles sur les paramètres de vagues (section précédente) et ceux à l'intérieur des modes 1 des SVD sont aussi très corrélés pour deux d'entre eux ($r=0,99$ pour H_S , $r=0,22$ pour T_M et $r=0,99$ pour ϑ_M avec une P value $< 0,001$). Ces très bonnes corrélations montrent que les résultats obtenus dans les SVD des couples M_S-H_S et $M_S-\vartheta_M$ sont parfaitement représentatifs des changements ayant lieu dans chacun des champs. Au contraire, la faible corrélation pour les périodes montre que le couple M_S-T_M n'est pas significatif.

Les corrélations entre les champs à l'intérieur des SVD sont moyennes dans les couples M_S-H_S et M_S-T_M ($r=0,63$ pour M_S-H_S et $r=0,64$ pour M_S-T_M avec P values < 0.01). La corrélation du couple M_S-H_S est surtout significative à l'échelle multi-décennale ($r=0,94$ avec P values $< 0,01$ avec un filtre passe bas à 10 ans). La corrélation du couple M_S-T_M est discréditée par la faible corrélation avec l'EOF individuelle vue dans le paragraphe ci-dessus. Enfin, les coefficients temporels du couple $M_S-\vartheta_M$ mode 1 sont moins corrélés ($r=0,63$ avec P values < 0.01).

Les coefficients spatiaux du couple M_S-H_S (Figure 54) indiquent un dipôle latitudinal avec des valeurs faibles dans le nord de l'Atlantique nord et fortes dans le centre. Les valeurs sont moyennement faibles dans la partie ouest du bassin tropical ($7.5^\circ-20^\circ\text{N}$; $40^\circ-70^\circ\text{W}$).

Ces résultats indiquent que les changements de surfaces de mangroves sont temporellement corrélés avec un mode de variabilité à grande échelle dans l'Atlantique Nord qui s'étend plus loin que les influences locales que l'on pouvait attendre. Sous les tropiques, ce mode, moins prononcé que dans les moyennes et hautes latitudes, couvre bien la zone de fetch des alizés (zone sur laquelle souffle le vent et qui crée les houles).

IV.E.3. Niveau moyen de la mer et surfaces de mangroves

L'élévation du niveau moyen de la mer en face de la Guyane est présentée en Figure 55 pour la période 1950-2001 et en Figure 56 pour la période 1992-2010. Entre 1950 et 2010 le niveau est monté de $2,04 \text{ mm.an}^{-1}$, soit un peu plus de 10 cm sur la période. Entre 1992 et 2010, on observe une accélération de la montée à $2,73 \text{ mm.an}^{-1}$.

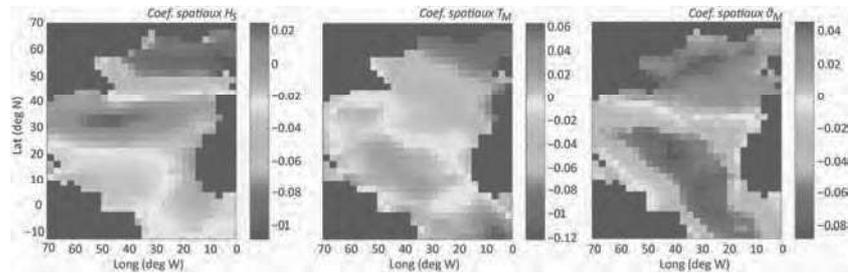


Figure 54: Coefficients spatiaux de covariance issus de la décomposition en valeurs singulières (SVD) entre surfaces de mangroves (M_S) et respectivement les hauteurs significatives (H_S), les périodes moyennes (T_M) et les directions moyennes (θ_M) des vagues d'hiver (DJFM) en Atlantique Nord.

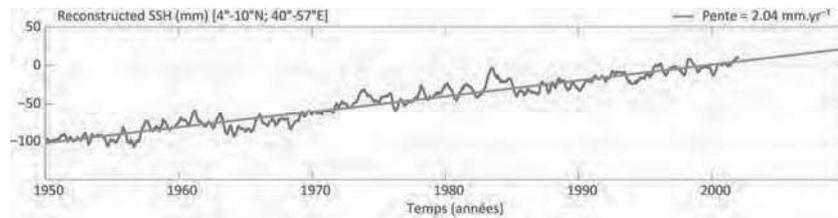


Figure 55: Reconstruction des Hauteur de la Surface de la Mer (SSH en anglais) entre 1950 et 2001 d'après les travaux de Church & White (2004).

Données mensuelles moyennées sur la zone océanique en face la côte Amazone-Orénoque [4°-10°N ; 40°-57°E]. Les hauteurs ne sont pas calées sur un géoïde. Le zéro est un niveau statistique, les différences dans le temps sont conservées. La variabilité saisonnière est enlevée.

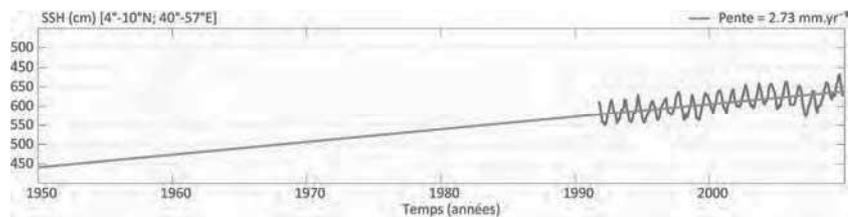


Figure 56: Hauteur de la surface de la mer (SSH en anglais) au-dessus du géoïde d'après les données d'altimétrie spatiales (JASON) distribuées par AVISO. Données mensuelles moyennées sur la zone océanique en face la côte Amazone-Orénoque [4°-10°N ; 40°-57°E].

IV.E.4. Le rôle des oscillations climatiques dans l'Atlantique Nord

Nous examinons ici l'origine climatique de ces co-variations multi-décennales entre surfaces de mangroves et champs de vagues présentées dans le paragraphe précédent. Les principaux modes de la variabilité

climatique multi-décennale dans l'Atlantique Nord sont l'Oscillation Atlantique Multi-décennale (AMO en anglais) et l'Oscillation Nord Atlantique (NAO en anglais).

Le rôle de la NAO sur les Alizés est bien connu (George & Saunders, 2001; Cassou *et al.*, 2011; Young *et al.*, 2011). La NAO se caractérise par une relation déphasée entre les basses pressions atmosphériques de surface situées en Islande d'un côté et les hautes pressions situées aux Açores de l'autre. Pendant les phases positives (négatives) de la NAO, les alizés et les vagues associées sont renforcées (affaiblies).

L'indice NAO d'hiver présenté en Figure 57 est fortement corrélé au mode 1 de la SVD sur les champs de vagues, particulièrement avec les hauteurs de vagues ($r = 0,83$ P value < 0.01). La NAO est une oscillation dont le maximum de variabilité s'exprime à l'échelle décennale.

A l'échelle multi-décennale, l'indice AMO présente une très forte ressemblance avec les dynamiques des champs de vagues et des surfaces de mangroves (Figure 58). La corrélation entre l'indice lissé de l'AMO et la somme annuelle des surfaces de mangrove est forte ($r=0,70$ avec P value $< 0,01$).

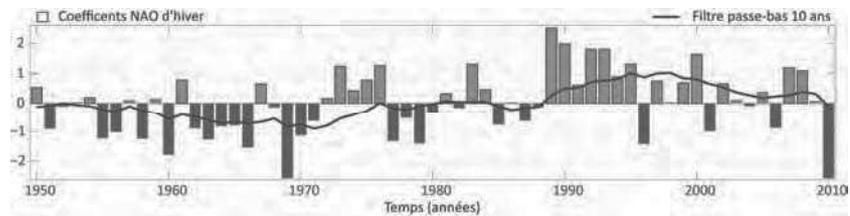


Figure 57: Indice de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) pour les mois d'hiver (DJFM).

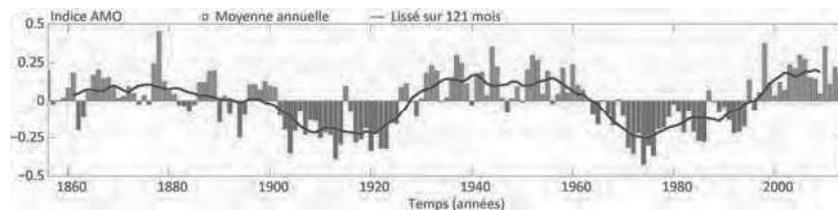


Figure 58: Indice de l'Oscillation Multi-décennale Atlantique (AMO en anglais). Moyennes annuelles de l'indice mensuel (barres) et lissage sur 121 mois. Données fournies par le Earth System Research Laboratory, Physical Science Division de la National Oceanic and Atmospheric Administration (USA).

IV.F. DISCUSSION ET CONCLUSION

Je propose ici que la variabilité interne du climat détermine l'abondance des mangroves de Guyane via la modulation des paramètres de vagues dans l'océan Atlantique tropical ouest, particulièrement les hauteurs des vagues. Les processus physiques sous-jacents sont relatifs aux dynamiques inter-tidales et sub-tidales qui caractérisent les littoraux vaseux le long des deltas et plaines côtières exposées aux vagues océaniques. Ces zones sont plus communes aux basses et moyennes latitudes ($< 60^\circ$) et associées à de larges deltas flanqués de prés salés et de mangroves (Flemming, 2002; Anthony, 2008). Les dynamiques morpho-sédimentaires côtières forcées par les vagues sont communément appréhendées des échelles saisonnières à horaires, ainsi que cela a été fait pour la côte de Guyane (Gratiot *et al.*, 2007). Les résultats de cette étude démontrent que ces mécanismes observés à courte échelle de temps sont également significatifs à l'échelle multi-décennale.

Une première hypothèse est que l'alternance entre périodes de faible et forte intensité des alizés est à l'origine de l'apparition des zones de bancs et d'inter-bancs à l'échelle multi-décennale. Allison *et al.* (2000) ont montré que le delta sous-marin de l'Amazone est une zone de stockage temporaire des sédiments. A partir de cette zone, les sédiments sont remobilisés et dispersés sous l'influence des marées, des vagues, des courants Nord Brésil et des Guyanes, et de la circulation interne estuarienne. La formation des bancs de vase en tant qu'entités individuelles séparées par des espaces inter-bancs débute au Cap Cassipore, Etat d'Amapa, Brésil (Allison *et al.*, 2000). L'hypothèse est que des alizés plus forts sont responsables d'une remise en suspension plus importante des sédiments dans l'eau, alimentant le maximum de turbidité près de la côte. Au contraire, des alizés plus faibles favorisent d'avantage le dépôt. Un argument confortant cette hypothèse est qu'à l'échelle saisonnière, une accumulation plus importante de vase a été observée au Cap Cassipore lors de périodes de vagues faibles (Allison *et al.*, 2000). Lors d'épisodes de vagues fortes, des dépôts vaseux se détachent continuellement du Cap Cassipore vers la Guyane jusqu'à la période de faibles vagues suivante. Pendant cette période de faibles vagues, la vase accumulée de l'autre côté du Cap migre vers l'est sans aucun apport supplémentaire du Cap. Cette période sans apport peut marquer une période et un espace inter-banc. Bien que la manière dont les bancs se séparent du cap ne soit pas encore bien comprise, cette étude montre que les processus physiques dépassent largement l'échelle saisonnière des apports sédimentaires amazoniens.

Une seconde hypothèse est que dans le même temps, les bancs de vases existant tout le long de la côte Amazone-Orénoque sont impactés

simultanément par ces fluctuations multi-décennales dans la force des vagues. Je propose qu'au cours d'une période multi-décennale de faible énergie de vagues, due à une phase négative de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO-), le dépôt de matière en suspension dans des réservoirs de vase subtidaux à la périphérie des vasières est favorisé. Au contraire, au cours d'une période de forte énergie, due à une phase positive de la NAO (NAO+), la vase accumulée pendant la période précédente est remise en suspension et transportée sur la vasière intertidale adjacente. Les observations et analyses réalisées ici permettent de penser que ce mécanisme est à l'origine des anomalies de surfaces de mangroves observées à l'échelle multi-décennale.

L'élévation du niveau moyen de la mer est un des facteurs les plus mentionnés en ce qui concerne les menaces du changement climatique sur les mangroves. La montée du niveau marin peut submerger les mangroves de fond de mer et progressivement provoquer leur dépérissement ou leur migration vers l'intérieur des terres, venant coloniser et remplacer les marais d'eau douce côtiers par exemple (Kirwan & Megonigal, 2013). Le rôle de l'élévation du niveau de la mer aurait pu être proposé comme facteur de forçage des dynamiques observées en Guyane mais la linéarité de l'élévation comparée aux larges fluctuations des surfaces de mangrove, ainsi qu'une absence de migration interne des peuplements dans les savanes inondées à l'intérieur des terres ne permettent pas de valider cette hypothèse.

CHAPITRE V. QUANTIFICATION DES BIOMASSES

V.A. RESUME

L'âge des mangroves de Guyane est ici cartographié en utilisant les séries temporelles de cartes d'occupation des sols produites dans le chapitre III. Par ailleurs, une équation de croissance de la biomasse à l'hectare est ajustée à l'aide d'une équation allométrique et de 21 inventaires forestiers relevés dans une variété d'âges de mangroves en Guyane. Les cartes d'âge et l'équation de croissance sont combinées afin de quantifier la biomasse stockée par classe d'âge dans les mangroves de Guyane en 2014. Les résultats fournissent pour la première fois en Guyane une estimation détaillée des stocks de biomasse aérienne en mangrove. Ils montrent que la biomasse totale des mangroves de Guyane en 2014 est de 15,7 millions de tonnes de matière sèche (M.t DM) et que 86% de ce stock est contenu dans les vieux peuplements (> 50 ans), représentant 61% des surfaces de mangrove. Les mangroves jeunes (< 10 ans) représentent quant à elles 23% des surfaces totales de mangrove et contiennent seulement 5,8% du stock.

V.B. INTRODUCTION

V.B.1. La mangrove, un milieu naturellement riche en carbone

Les mangroves font partie des écosystèmes les plus productifs au monde (Alongi, 2014). Depuis quelques années, le rôle des mangroves dans le cycle du carbone fait l'objet de nombreuses recherches. Bien qu'il existe encore une forte incertitude quant à leur taux de production primaire principalement lié à un manque de données *in situ*, il est très probablement équivalent à ceux de la forêt dense humide ou des récifs coralliens (Alongi, 2014). La situation d'interface terre-mer de cet écosystème très productif lui confère un rôle primordiale dans l'échange du carbone avec les eaux côtières et l'océan ouvert (Chen & Borges, 2009). Les mangroves seraient effectivement responsables de 15% du carbone organique enfouie dans les sédiments marins à l'échelle mondiale (Duarte *et al.*, 2004), et à l'origine d'environ 11 % du stock de carbone organique particulaire et dissout présent dans les océans (Dittmar *et al.*, 2006). La totalité de ce stock océanique serait lui-même équivalent en magnitude à celui présent dans l'atmosphère sous forme de dioxyde de carbone (Chen & Borges, 2009).

V.B.2. La quantification des biomasses en mangrove par télédétection

Mieux quantifier le carbone stocké en mangrove, et par conséquent les flux qui en découlent, c'est tout d'abord acquérir des données de biomasse *in situ* mais c'est ensuite pouvoir les extrapoler à

l'échelle régionale. La technique consiste dans un premier temps à couper et peser le bois vert de différentes espèces et tailles de palétuviers, puis le sécher afin d'établir des relations allométriques par espèce entre poids sec et diamètre du tronc ou hauteur. Une fois les équations allométriques élaborées, on peut estimer la biomasse à l'hectare d'une parcelle à partir d'un simple inventaire forestier sur les diamètres ou les hauteurs, le nombre d'individus par espèce ainsi que la surface de la parcelle inventoriée. Mais l'extrapolation de ces mesures à l'échelle paysagère ou régionale requiert l'utilisation de la télédétection. Il s'agit en effet du seul outil capable d'effectuer des mesures à distance sur de large échelles spatiales, ainsi que d'en étudier des évolutions à travers le temps en utilisant des séries temporelles d'images. Plusieurs méthodes ont eu pour objectif de relier un signal satellite radar, lidar ou optique à une biomasse estimée *in situ* via des relation allométriques, afin de spatialiser l'information sur une large échelle (Anaya *et al.*, 2009; Heumann, 2011; Hamdan *et al.*, 2014). Cependant, quelle que soit la nature du signal utilisé, les travaux tendent à montrer une saturation du signal satellite dans les relations mises au point, incapables de précisément prédire les moyennes et fortes biomasses (Mougin *et al.*, 1999). Les biomasses aériennes en mangrove peuvent atteindre par exemple 460 tonnes de matière sèche par hectare ($t\ DM.ha^{-1}$) en Malaisie, $436\ t\ DM.ha^{-1}$ en Indonésie et $315\ t\ DM.ha^{-1}$ en Guyane (Spalding *et al.*, 1997). En outre, il faut noter qu'une part importante de la biomasse se situe dans le système racinaire. On estime en Guyane que la biomasse racinaire pourrait constituer 40% de la biomasse aérienne mais les données de mesure *in situ* sont inexistantes, comme dans la plupart des mangroves du monde (Komiya *et al.*, 2008). Donato *et al.* (2011) rapporte des quantités « extravagantes » de carbone enfouies dans les sols de mangroves (de 71 à 98% et de 49-90% de la biomasse totale pour les mangroves estuariennes et océaniques respectivement). Dans les mangroves de Guyane, les signaux radars en bande C, L et P présentent une saturation dans leur relation avec les biomasses aériennes supérieures à 50, 130 et 160 $t\ DM.ha^{-1}$ respectivement (Proisy *et al.*, 2002). L'analyse texturale de la canopée à l'aide d'images à très haute résolution spatiale (pixel $< 1\ m^2$) semble avoir permis de résoudre ce problème de saturation (Proisy *et al.*, 2007). Il existe en effet une forte corrélation entre la structure horizontale de la canopée observée par satellite et la biomasse aérienne, en termes de fréquence et de distribution de la taille des couronnes d'arbres. Cependant, la disponibilité de telles images (Pléiades, Ikonos, Quickbird, Worldview, etc.) sur de larges échelles spatiales est très limitée compte tenu de la très faible fauchée de ce genre de satellites ($< 20\ km$ au nadir) et compte tenu de coûts d'acquisition dissuasifs.

V.B.3. Dériver la biomasse à partir de l'âge d'une forêt

Depuis les années 1960, des milliers d'images ont été collectées par les satellites d'observation de la terre à haute résolution spatiale, i.e. pixels de 100 à 900 m² (Corona, Landsat et Spot notamment). Aujourd'hui, la plus grande partie de ces archives est disponible et téléchargeable via internet. La valorisation de cette masse de données archivées est un réel enjeu. Comme nous l'avons vu dans le chapitre III, ces images constituent une source d'information pour cartographier l'occupation des sols. Compilées sous forme de séries temporelles, elles permettent d'étudier l'évolution au cours du temps des surfaces de mangrove. Indirectement, ces données cartographiques peuvent être traitées de façon à dater l'âge des types d'occupation du sol (ici les mangroves) qui ont changé à l'intérieur de la fenêtre temporelle étudiée (Fromard *et al.*, 2004). Pareillement, l'âge et les surfaces de mangroves qui disparaissent par érosion peuvent être évalués. Cette technique de datation indirecte a notamment été utilisée par Huang *et al.* (2010) et Nelson *et al.* (2000) afin de dater la repousse forestière après destruction et ainsi établir des cartes d'âges des peuplements forestiers secondarisés. En couplant les cartographies d'âge à des modèles de croissance de la biomasse au cours du temps, il est possible de quantifier la dynamique des stocks à large échelle. Williams *et al.* (2013) ont ainsi pu quantifier la part du turn-over forestier dans la balance du carbone à l'échelle des USA.

V.B.4. Objectif du chapitre

L'objectif de ce chapitre est de quantifier les biomasses aériennes par datation de l'âge des mangroves. Tout d'abord, je montrerai comment, à partir d'une série temporelle de cartes d'occupation du sol issue de l'interprétation d'images aériennes et satellites, il est possible de cartographier l'âge des mangroves. Je présenterai ensuite un modèle de prédiction de la biomasse à l'hectare en fonction de l'âge de la mangrove mis au point grâce à des données de structure forestière. Enfin, je présenterai et discuterai la carte des biomasses aériennes résultant de la combinaison de la carte d'âge et du modèle de croissance.

V.C. MATERIEL ET METHODES

V.C.1. Aire d'étude

Comme nous l'avons exposé dans les chapitres précédents, les 300 km de côte à mangrove de Guyane sont contrôlés par des cycles d'érosion côtière en lien avec la migration de bancs de vase d'origine amazonienne. Ces cycles déterminent non seulement la répartition spatiale des mangroves le long de la côte, mais aussi leur dynamique. En

effet, il a été démontré que leur structure, en termes de composition spécifique, hauteur d'arbre, diamètre, surface terrière, et donc en terme de biomasse à l'hectare, est liée à l'alternance de cycles d'érosion (phase d'inter-banc) et de sédimentation (phase de banc) situés en front de mer (Fromard *et al.*, 2004). Pendant la phase de banc, de nouvelles surfaces de vase sont exondées en zone intertidale. Après consolidation de ce substrat, des cohortes successives de propagules colonisent extensivement et constituent des surfaces forestières de même âge (Figure 59).



Figure 59: Photographie illustrant l'arrivée des cohortes successives et l'organisation de la structure forestière en surfaces d'âge égal (banc de vase de Kourou 2011). Au premier plan, de jeunes plantules d'*A. germinans* de 50 cm de haut (âgés de quelques mois). Au troisième plan, deux jeunes arbustes de 1,5m (1 an d'âge). Au dernier plan, une jeune mangrove en bande (2 ans) et au dernier plan une vieille mangrove (> 50 ans).

Ces surfaces peuvent être organisées en bandes parallèles à la côte ou former des îlots (cf. chapitre II). Ces peuplements équiens vont suivre une trajectoire de croissance et d'auto-éclaircie mais une phase de haute énergie peut arriver à tout moment et interrompre la trajectoire. L'érosion, plus généralisée en inter-banc, détruit tout d'abord les peuplements situés en front de mer, puis progresse vers le continent. Ainsi, les peuplements les plus récemment installés en front de mer sont détruits en premier, puis les seconds, etc. jusqu'à ce que la phase d'inter-

banc s'interrompt, ou jusqu'à ce que les mangroves aient localement disparues, exposant parfois alors le cordon littoral aux vagues.



Figure 60: Mangrove adulte (198 t DM.ha-1) située près route de Guatemala (coordonnées 561733N, 327874E, projection UTM22N WGS84). Le peuplement est composé uniquement d'*A. germinans* et d'un sous-bois à *Acrostichum aureum*.

Deux grands types de mangrove occupent le littoral guyanais: les mangroves côtières à proprement parler, colonisant les bancs de vase côtiers et représentant environ 90% des peuplements de Guyane; les mangroves riveraines, colonisant les rives des fleuves. Dans cette étude je traiterai uniquement des mangroves côtières, très souvent séparées de l'intérieur des terres par un ancien cordon littoral sableux (chenier). Les mangroves côtières sont essentiellement peuplées par l'espèce *Avicennia germinans* (L) Stearn, seule capable dans la région de supporter de rapides et intenses phases de sédimentation et des variations de salinité importantes (Figure 60). En arrière-mangrove, dans les zones qui sont temporairement déconnectées de la sédimentation excessive, proches des marais d'eau douce ou d'environnement riverains, le genre *Rhizophora* (*R. mangle* L. ou *R. racemosa* Meyer) et l'espèce *Laguncularia racemosa* (L.) Gaert peuvent apparaître, seuls ou mélangés avec *A. germinans*. A la limite de ces environnements, des espèces de forêt inondée comme *Symphonia globulifera*, *Virola surinamensis*, *Ficus* sp., *Euterpe oleracea* peuvent coloniser le sous-bois des vieux peuplements d'*A. germinans* (Proisy et al., 2007). Dans les arrières mangroves qui jouxtent les cheniers, les espèces

comme *Hymeneae courbaril*, *Acrostichum aureum*, *Rhaddadenia biflora*, *Astrocaryum sp.*, *Hibiscus tiliaceus* peuvent apparaître (Figure 61).



Figure 61: Arrière mangrove située en limite d'un chenier (cordon littoral sableux). La végétation est caractéristique des espèces de forêt sur sable à *Hymeneae courbaril*.

V.C.2. Cartographie de l'âge des mangroves

J'ai utilisé les séries temporelles de cartes présentées en annexe. La source des données et la méthode d'obtention de ces cartes sont décrites dans le chapitre III. Les cartes des années intermédiaires manquantes ont également été créées et contiennent seulement la classe des surfaces non-imagées.

J'ai tout d'abord transformé ces cartes au format image (raster) en utilisant la fonction dédiée dans le logiciel ArcGis (ESRI, Redlands, USA). Les pixels des images, de forme carrée, ont une résolution d'1 ha. J'ai reclassé les pixels avec les valeurs suivantes :

- non mangrove (code 0) ;
- mangrove (code 1) ;
- non imagé (code 2).

Tous les rasters ont été regroupés dans un seul et même « raster multicouche » de 65 bandes, chaque bande étant une année de 1950 à 2014.

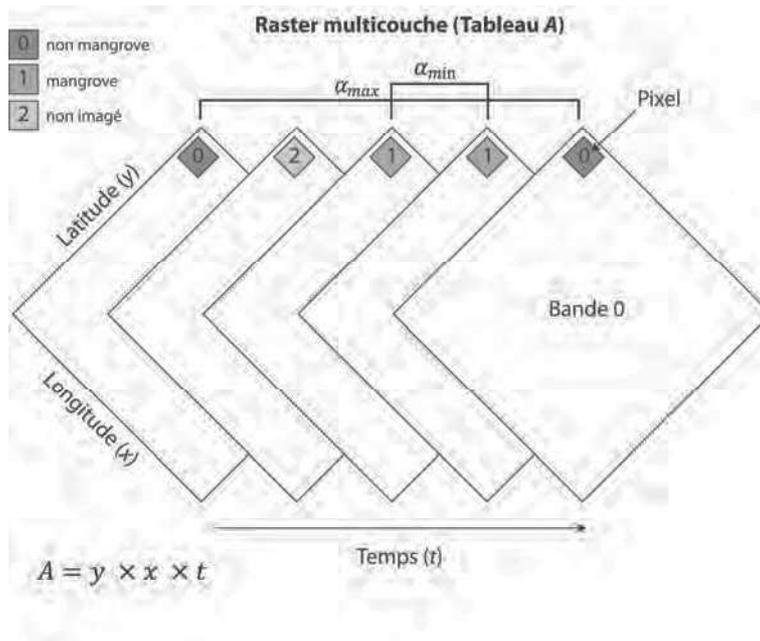


Figure 62: Schématisation de l'algorithme de détermination de l'âge de mangrove théorique à partir d'un raster multicouche. Le raster est importé sous la forme du tableau A. Les âges théoriques minimum (α_{min}) et maximum (α_{max}) sont calculés en comptant le nombre de cellules dans la dimension temporelle (t).

Le raster multicouche a ensuite été importé sous forme d'un tableau tridimensionnel (A) dans le logiciel Matlab (Mathworks, Natick, USA) tel que :

$$A = y \times x \times t$$

où y correspond à la latitude et compte 2196 cellules, x correspond à la longitude et compte 2947 cellules et t correspond au temps et compte 65 cellules. Un tableau à 4 dimensions (B) fut créé pour stocker l'âge des mangroves en 2014:

$$B = y \times x \times \alpha_{min} \times \alpha_{max}$$

où α_{min} et α_{max} sont l'âge potentiel minimal et maximal. L'incertitude sur l'âge est liée au manque de données dans le temps qui

pourrait ne pas permettre de trouver à partir des cartes l'année exacte d'installation de la mangrove.

Pour chaque cellule du tableau *A*, des boucles d'itérations ont servi à vérifier des conditions logiques permettant de compter α_{min} et α_{max} . L'incertitude entre α_{min} et α_{max} est liée au nombre de cellules codées 2 (non-imagé) entre le passage d'une cellule codée 1 (mangrove) à une cellule codée 0 (non mangrove) (Figure 62). Les résultats, stockés dans le tableau *B* constituent 2 cartes de l'âge potentiel minimal et maximal des peuplements.

V.C.3. Modèle de croissance des biomasses en fonction de l'âge de la mangrove

a. *Données des inventaires forestiers*

Le modèle est basé sur la compilation de 21 inventaires de structure forestière. Ces données ont été collectées dans les régions des rivières d'Iracoubo, Sinnamary, Kaw et Macouria. Un total de 4 846 arbres, > 1 cm de diamètre de tige, a été inventorié (Tableau 6). Chacun des 21 sites d'inventaire ont été localisés par un système de positionnement par satellite (GPS) et la surface de chaque parcelle estimée à l'aide d'un décimètre. Les parcelles inventoriées au sein de chaque site ont été d'une surface de 6 à 2 500 m² suivant la densité des arbres. Les caractéristiques classiques de structure forestière ont été relevées: espèce, vitalité, diamètre du tronc à hauteur de poitrine exprimé en cm (dbh en anglais) pour les arbres de dbh > à 1 cm, nombre de plantules trouvées par espèce.

b. *Datation des parcelles*

La position de chaque parcelle présentée en Tableau 6 a été affichée dans un SIG. Une sélection d'images satellites a été téléchargée sur le serveur Glovis (<http://glovis.usgs.gov/>) afin de déterminer la date d'implantation de la mangrove (Tableau 7). Le format d'image « Quicklook » avec géo-référencement a été suffisant pour ce travail et a présenté l'avantage d'être peu volumineux (<10 Mo) et toujours directement téléchargeable sans demande supplémentaire auprès du fournisseur. Le géo-référencement a été amélioré avec la prise d'un ou deux points d'amer sur la BD Ortho 2001 de l'IGN. La sélection d'images Landsat a été complétée pour les années les plus anciennes (< 1976 date de lancement du premier satellite landsat MSS) par des photographies aériennes de l'IGN présentées dans le chapitre III.

Le principe de datation repose sur la comparaison diachronique d'images. Il s'agit de trouver la date à laquelle la mangrove s'est établie. Pour cela il faut trouver la dernière image sur laquelle le site est encore

une vasière nue, puis l'image à partir de laquelle le site est colonisé par la végétation (Figure 63).

Tableau 6: Description des parcelles inventoriées.

Plot Id	Surface	Arbres	Dbh (cm)			<i>AGB_{plot}</i>
Id	m ²	Nbre	Min.	Moyenne	Max.	tDM.ha-1
IR2	12	61	0.1	0.6	2.5	3.8
IR1	6.75	37	0.2	1.2	4.5	23
SI25	25	44	1	9	45	40.7
KA1	300	368	1	4	11.3	68.4
KA7	25	263	1	1.5	8.5	80.2
GU1	2500	406	1	10.6	21.2	85.7
KA6	300	189	1	5.6	16.1	91.2
KA3	300	167	1	6	15.5	91.4
IR4	300	185	1	6.8	28.8	100.7
KA2	300	138	1	7.2	16.5	102.2
KA14	900	343	1	8.2	20	116.8
KA13	900	237	2.3	10.3	21.8	121
KA8	300	140	1	7.19	53.2	121.8
KA16	900	300	1.5	9.3	26.3	135.2
IR3	1200	273	1	9	45	136.4
SI16	800	298	1.2	9.3	28.4	141.8
KA15	900	284	1	9.7	25.5	145
IR6	1200	336	0.6	9.5	28.4	145.5
IR5	1200	439	0.2	8.2	41	170.1
SI15	400	288	1	3.9	59	306.9
CA1	980	50	8.6	25.2	81.7	421.9

Tableau 7: Datation des parcelles inventoriées.

Plot	Lat.	Long.	Date	Absence	Présence	Age
Id	UTM (m)	UTM (m)	An	Référence	Référence	An
IR2	613745	246112	2003	LE722705620 02262EDC00	LT522705620 03241CUB00	1
IR1	613777	246175	2003	LE722705620 02262EDC00	LT522705620 03241CUB00	1

SI25	603430	277197	2013	LE722705620 10108EDC00	LT522705620 11215CUB00	3
KA1	529637	374650	2002	LE722705719 99286EDC00	LE722705720 00209EDC00	3
KA7	528692	374649	2002	LT522705719 95363CUB00	LT522705719 96302CUB00	7
GU1	563596	326211	2013	LE722705620 04220EDC01	LE722705620 05222EDC00	9
KA6	528818	374555	2002	LT522705719 95363CUB00	LT522705719 96302CUB00	7
KA3	529416	374149	2002	LE722705719 99286EDC00	LE722705720 00209EDC00	3
IR4	613860	247729	2003	LT522705619 91272CUB00	LT522705619 92323CUB00	12
KA2	529547	374404	2002	LT522705719 98275CUB00	LE722705719 99286EDC00	4
KA14	529582	374047	2004	LE722705719 99286EDC00	LE722705720 00209EDC00	5
KA13	526001	377955	2004	LT522705719 96302CUB00	LT522705719 97240CUB00	8
KA8	528509	374805	2002	LT522705719 95363CUB00	LT522705719 96302CUB00	7
KA16	529050	374805	2004	LE722705719 99286EDC00	LE722705720 00209EDC00	5
IR3	612909	249311	2003	LM12440561 976304XXX00	LM22440561 978329XXX00	26
SI16	59857	28638	2002	LT522705619 97304CUB00	LT522705619 98307CUB00	5
KA15	529450	374473	2004	LT522705719 98275CUB00	LE722705719 99286EDC00	6
IR6	613782	248047	2003	LT522705619 90205CUB02	LT522705619 91272CUB00	13
IR5	610841	251541	2003	IGN1950M00 1C	IGN19826928 G270	21
SI15	603021	274688	1997	IGN1950M00 1C	IGN1955NB2 2VIII	43
CA1	602627	275486	2014	IGN1950M00 1C	IGN1955NB2 2VIII	62

V.C.4. Calcul des biomasses aériennes

La biomasse aérienne individuelle de chaque arbre inventorié (AGB_{tree}), exprimée en grammes de matière sèche (g DM en anglais), a été estimée à l'aide d'équations allométriques publiées par Fromard *et al.* (1998):

A. germinans de $1\text{cm} < \text{dbh} < 4\text{cm}$:

$$AGB_{tree} = 200.4 \times \text{dbh}^{2.1} \text{ (RMSE = 250)}$$

A. germinans de $\text{dbh} < 4\text{cm}$:

$$AGB_{tree} = 140 \times \text{dbh}^{2.4} \text{ (RMSE = 50 000)}$$

L. racemosa :

$$AGB_{tree} = 102.3 \times \text{dbh}^{2.5} \text{ (RMSE = 250)}$$

R. spp :

$$AGB_{tree} = 128.2 \times \text{dbh}^{2.6} \text{ (RMSE = 50 000)}$$

La biomasse totale du site (AGB_{plot}) exprimée en $\text{t DM}\cdot\text{ha}^{-1}$ a été calculée en sommant les biomasses individuelles des arbres de chaque parcelle, en divisant par la surface de la parcelle ($Area_{plot}$) et en rapportant cette somme à l'hectare :

$$AGB_{plot} = \frac{\sum AGB_{tree}}{Area_{plot}}$$

V.C.5. Forme de l'équation

L'équation utilisée pour prédire la biomasse à l'hectare en fonction de l'âge de la mangrove a été de la forme :

$$y = a \times x^b$$

où y est la biomasse ($\text{t DM}\cdot\text{ha}^{-1}$), x est l'âge du peuplement (en années), a et b sont les coefficients à optimiser. Le module « Curve fitting tool » de MatLab (Mathworks, Natick, USA) a été utilisé afin de trouver les meilleurs coefficients et d'estimer la justesse du modèle.

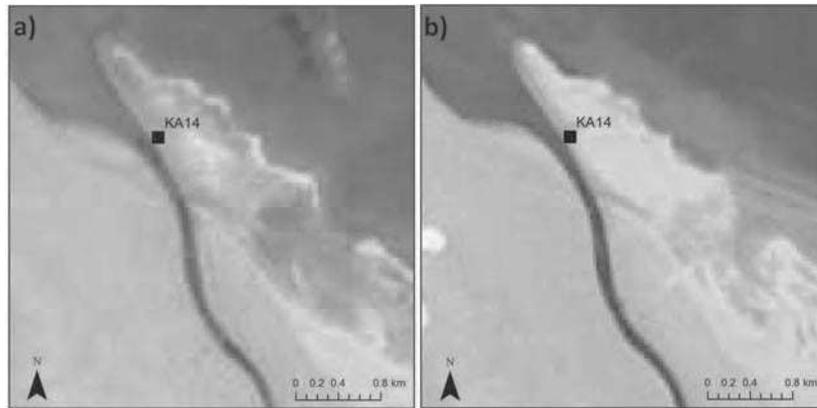


Figure 63: Datation du site d'inventaire forestier KA14 inventorié en 2004. a) Quicklook de l'image satellite Landsat de 1999 (LE72270571999286EDC00) montrant l'absence de végétation sur la parcelle. b) Quicklook de l'image satellite Landsat de 2000 (LE72270572000209EDC00) montrant la présence de végétation sur la parcelle. On déduit que l'installation de la mangrove sur la parcelle inventoriée en 2014 n'avait pas moins de 4 ans et pas plus de 5 ans.

V.D. RESULTATS

V.D.1. Structure et distribution des âges de mangrove

Les cartes d'âge des mangroves ne sont pas présentées ici car leurs limites sont redondantes avec celles des biomasses présentées en Figure 67. Pour se rendre compte de la distribution spatiale et de la structure démographique des âges, des histogrammes par régions ont été choisis (Figure 64, Figure 65).

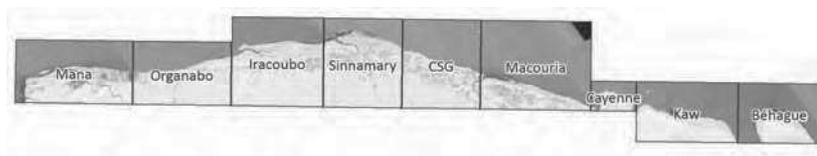


Figure 64: Emprise géographique des régions utilisées en Figure 65.

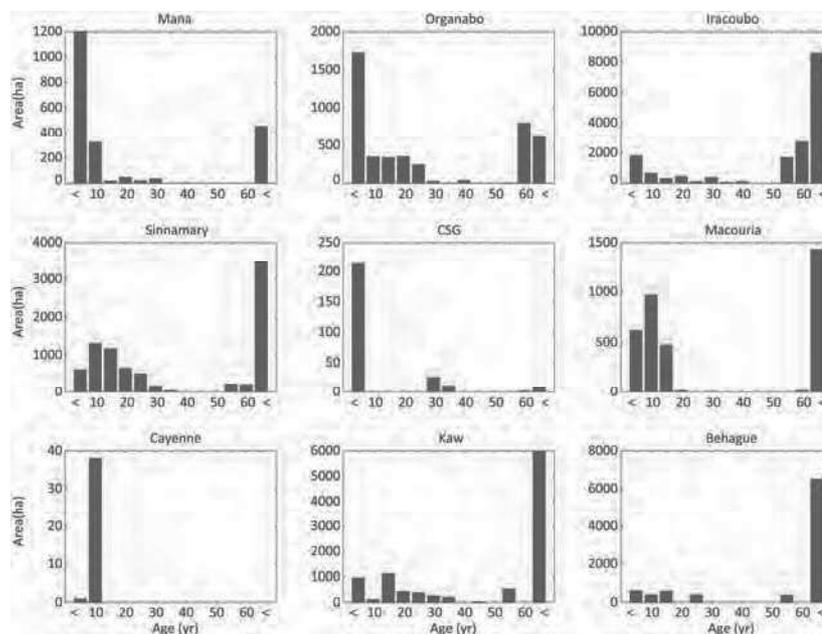


Figure 65: Histogrammes de distribution des âges de mangrove selon les régions du littoral guyanais en 2014. Les bâtons représentent des classes de 5 ans dont la limite supérieure est indiquée en abscisse.

La Figure 65 montre une quasi-absence des vieux peuplements (> 50 ans) dans les régions de Cayenne, CSG et Mana alors qu'ils peuvent atteindre 6000-8000 ha dans les régions d'Iracoubo, Kaw et Pointe Béhague. La surface totale des mangroves guyanaises en 2014 est de 56 361 ha. Les vieux peuplements de plus de 50 ans en représentent 61%, soit 34 379 ha. Il apparaît un manque important dans les classes d'âge adultes de 40-50 ans (31 ha, soit 0,05%) qui peut être dû à la longue période d'érosion généralisée qui a duré du milieu des années 1970 à la fin des années 1990, et qui a pu emporter les peuplements nés dans les années 1960-1970 (voir chapitre III). Les peuplements adultes âgés de 10 à 30 ans couvrent 9 904 ha (17%). Ils sont absents dans les régions du CSG, Macouria et Cayenne. Les jeunes peuplements de 5 à 10 ans, représentant 5 272 ha (9%), et les jeunes-pionniers d'âge < 5 ans, représentant 8 141 ha (14%), sont quant à eux présents dans chaque région.

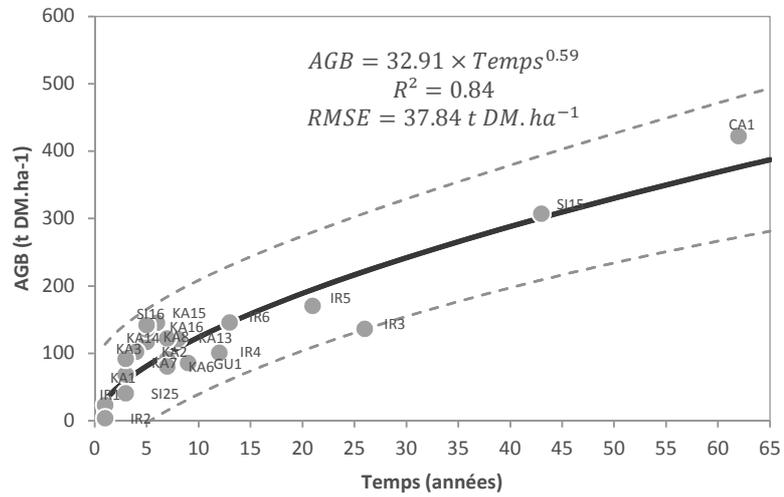


Figure 66: Modèle de croissance en biomasse des mangroves. La régression (ligne noire) permet de prédire la biomasse aérienne à l'hectare d'une mangrove à partir de son âge dans la limite d'une erreur quadratique moyenne de $\pm 37.84 \text{ t DM.ha}^{-1}$. Le modèle a été développé à partir de l'inventaire de 21 parcelles d'âge connu (points orange étiquetés). Les intervalles de confiance à 95% sont représentés par les pointillés rouges.

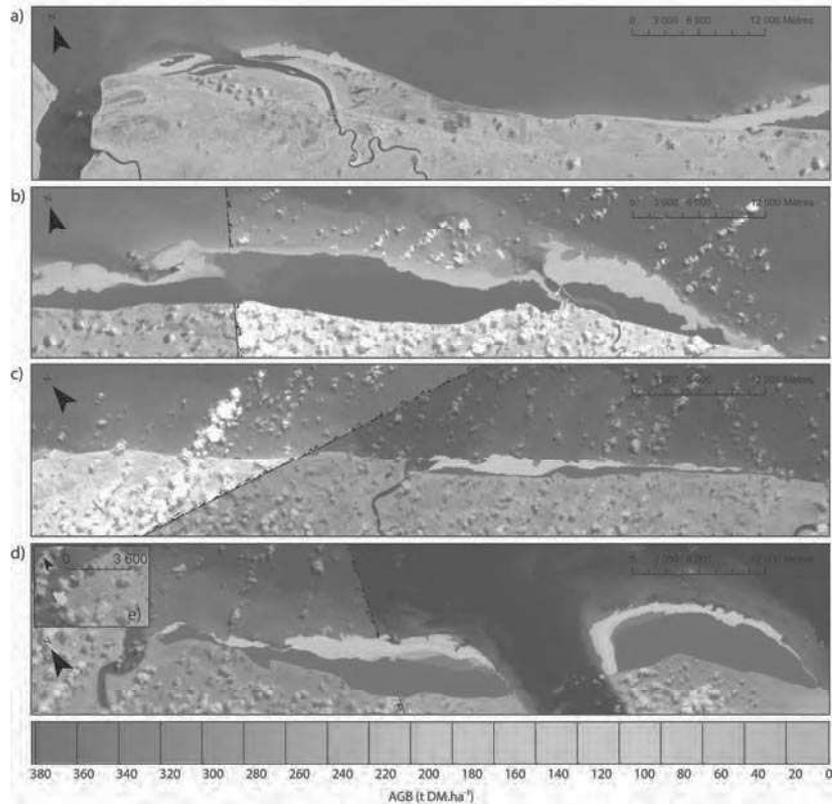


Figure 67: Carte des biomasses aériennes des mangroves de la région de Mana-Oraganabo (a), Iracoubo-Sinnamary (b), CSG-Kourou-Macouria (c), Kaw-Béhague (d) et Cayenne (e) en 2014, affichée sur une mosaïque Landsat 8, TM3 (canal rouge).

V.D.2. Modèle de croissance des biomasses en fonction de l'âge de la mangrove

Le modèle de prédiction des biomasses à l'hectare en fonction de l'âge de la mangrove est présenté en Figure 66. L'équation choisie prédit assez bien les données ($R^2 = 0,84$ P value $< 0,01$). L'erreur quadratique moyenne (RMSE) est d'environ 38 t DM.ha^{-1} . Les mangroves atteignent rapidement 70 t DM.ha^{-1} à l'âge de 4 ans. Le maximum de variabilité se trouve dans les jeunes mangroves de 5 à 10 ans avec une fourchette de 50 à 140 t DM.ha^{-1} . Ceci est probablement en partie dû au fait qu'il s'agit de la classe d'âge la plus fortement inventoriée (10 parcelles sur 22). Il faut également noter que nous avons peu de points dans les âges > 20 ans. Ce manque est dû à la difficulté d'accéder à ces mangroves et au manque de mangroves dans la classe d'âge 30-50 ans.

V.D.3. Cartographie et quantification des biomasses

Les cartes de biomasse à l'hectare sont obtenues par combinaison de la carte d'âge des mangroves et du modèle de croissance (Figure 67). La biomasse aérienne totale des mangroves de Guyane en 2014 est estimée à environ $15,7 \times 10^6 t DM$. Les biomasses des peuplements matures de plus de 50 ans situés en arrière mangrove constituent un total $13 \times 10^6 t DM$, soit environ 86% du stock total en Guyane. La répartition spatiale des biomasses obtenue par cette méthode suit les limites d'âges (Figure 67). A l'échelle du banc de vase, les âges se distribuent selon un gradient sud-est (plus vieux) vers nord-ouest (plus jeunes) épousant la direction principale de la dérive littorale décrite dans le chapitre III. Les mangroves adultes de 40 à 50 ans représentent $0,09 \times 10^6 t DM$, soit environ 0,6% du stock. Les mangroves adultes de 10 à 30 ans représentent $1,6 \times 10^6 t DM$, soit environ 10% du stock. Les mangroves jeunes de 5 à 10 ans comptent pour $0,5 \times 10^6 t DM$, soit environ 3% du stock. Enfin, les mangroves jeunes-pionnières de moins de 5 ans, bien que répandues, ne constituent que $0,4 \times 10^6 t DM$, soit environ 2,8% du stock.

V.E. DISCUSSION

Le modèle d'estimation des biomasses aériennes en fonction de l'âge de la mangrove prédit assez bien les données *in situ* ($R^2 = 0.84$, RMSE = $37.84 t DM.ha^{-1}$) comparativement à la méthode présentée par Proisy *et al.* (2007; $R^2 = 0.87$, RSME = $42 tDM.ha^{-1}$). La résolution spatiale des cartes de biomasse obtenues est cependant moins fine car Proisy *et al.* (2007) ont utilisé des images à très haute résolution spatiale (pixel $0,25 m^2$) comparativement aux images utilisées dans cette étude (entre 100 et 900 m^2). Ainsi, les variations spatiales à l'échelle paysagère sont peu visibles dans les résultats de cette étude. Cependant, étant basée sur des images d'archives avec une plus grande fauchée au sol que les images à très haute résolution, les résultats de cette étude couvrent de plus grandes superficies et produisent un bilan à l'échelle de la Guyane entière. Des biomasses de plus de $330 tDM.ha^{-1}$ ont été trouvées pour près de 35 000 ha de mangrove (61% des mangroves de Guyane), soit $13 \times 10^6 t DM$ (86% de la biomasse totale stockée dans les mangroves de Guyane). Cependant ces résultats peuvent être critiqués compte tenu de l'influence potentielle de marais sub-côtiers et de la forme critiquable de l'équation choisie. Ces deux points sont abordés ci-dessous.

V.E.1. L'influence des marais sub-côtiers

Les cartes utilisées dans cette étude n'ont pas été conçues à l'origine avec l'objectif de quantifier les biomasses en mangrove. Elles ont été créées pour analyser la dynamique du front de mer en lien avec des

forçages océaniques (Chapitres III et IV). Afin de mieux isoler les changements survenant en front de mer, les changements d'arrière mangrove ont été volontairement ignorés. Ainsi, la limite arrière de la mangrove a été volontairement fixée une fois pour toute sur la première ligne arrière de chenier. Il a été admis par les co-auteurs de l'étude qu'il s'agit d'une limite morphologique au-delà de laquelle il est extrêmement rare de trouver de la mangrove en Guyane. Or, la limite arrière de la mangrove n'est pas forcément toujours située contre le chenier et peut parfois fluctuer au cours du temps. Bien que ce cas de figure soit rare, cette fluctuation affecte l'étendue des mangroves et la biomasse totale.

Il existe effectivement en Guyane une dynamique d'extension et de retrait des surfaces de marais sub-côtiers d'eau saumâtre. Ces derniers sont parfois situés entre le chenier et l'arrière mangrove. Ce sont « des marais herbacés alternant avec des savanes et des galeries forestières » (Prost, 1993) qui jouxtent les zones d'arrière mangrove et qui portent pour certains le nom local de « Pripri ». Au passage d'un banc de vase en front de mer, il semble que l'écoulement de l'eau douce de ces marais par les petits cours d'eau (criques) puisse être obstrué par un bouchon vaseux à l'exutoire de la crique. L'eau de la marée ne pénètre plus dans l'arrière mangrove et l'eau douce ne peut plus en sortir. L'eau saumâtre inonde donc les arrières mangroves, provoquant le dépérissement des peuplements de palétuvier qui ont besoin d'un battement de la lame d'eau. Lorsque le banc de vase s'en va en poursuivant sa migration vers l'ouest, l'écoulement des eaux se rétablit. Une re-colonisation du milieu par *L. racemosa* (plus adapté à l'eau douce) semble avoir lieu avant d'être succédé par *A. germinans*. Ce mécanisme a été bien observé à Sinnamary notamment (Fromard *et al.*, 2004). Les pripri Yiyi et les savanes de Macouria semblent aussi impactés par le passage des bancs qui modifient l'écoulement des eaux. Le mécanisme pourrait en revanche plutôt bénéficier à l'extension ou le retrait des surfaces de savane inondée.

Pour de meilleurs résultats dans ces zones, il faudrait reprendre les cartographies avec l'intention de cerner ces mécanismes spatiaux d'arrière mangrove. Ces changements dans le fonctionnement et dans l'environnement des marais sub-côtiers jouxtant les arrières mangroves montrent à quel point la trajectoire d'évolution d'une mangrove peut être complexe et affecter les biomasses. De ce fait, l'équation de prédiction de la biomasse en fonction du temps peut ne pas prédire correctement la biomasse de ces espaces soumis à l'influence des marais sub-côtiers.

V.E.2. La forme du modèle de croissance des biomasses

Dans les cas où la trajectoire d'évolution du peuplement à *A. germinans* n'est pas perturbée par la dynamique des marais sub-côtiers, une équation de forme puissance peut modéliser la croissance des

biomasses par ha au cours du temps. Cependant, il existe aussi la fonction de Monod qui décrit la croissance en biomasse d'une forêt dans une phase de colonisation telle qu'elle a été présentée récemment par McMahon *et al.* (2010). L'avantage de cette fonction est qu'elle tend vers l'asymptote, ce qui devrait être le cas des mangroves de Guyane. En effet, à l'échelle de l'individu tout d'abord, bien que la production de biomasse ne s'arrête pas jusqu'à la mort de l'arbre (Stephenson *et al.*, 2014), comme tous les organismes vivants, l'accumulation de cette biomasse atteint une limite au stade mature, lorsque les gains produits par photosynthèse ne font que compenser les pertes de matière (branches mortes, chutes de feuilles, mort des racines, dépérissement de la cime). Plus l'individu vieillit, plus la part de l'énergie allouée à son entretien par rapport à l'énergie allouée à sa croissance augmente, faisant ralentir puis stopper sa croissance. A l'échelle d'une forêt, l'accumulation de la biomasse par ha atteint, comme à l'échelle de l'individu, une limite (asymptote) au stade mature (Johnson *et al.*, 2000). Le niveau de ce seuil varie selon les espèces et les environnements mais la fonction reste similaire. A cette stabilisation, se rajoute l'effet d'une dynamique interne d'auto-éclaircie. Les arbres qui meurent de vieillissent tombent et ouvrent des chablis. Ces ouvertures dans la canopée laissent passer une lumière suffisante pour que les régénérations puissent croître. A l'échelle d'une parcelle d'inventaire forestier ($\pm 100\text{m}^2$), cette dynamique d'auto-éclaircie affecte la biomasse à l'hectare en la faisant brutalement chuter puis remonter avec la croissance de la nouvelle génération.

L'équation de type puissance choisie ici peut constituer une première étape vers la paramétrisation de la fonction de Monod qui requiert des connaissances préalable telles que :

$$AGB = \beta_1 + \beta_2 \left(\frac{SA}{SA + \theta} \right)$$

$\beta_1 + \beta_2$ est la valeur d'asymptote pour la biomasse maximale pouvant être atteinte, SA est l'âge à peuplement et θ est l'âge à moitié saturation de la fonction. Mais comme je viens de le présenter, la trajectoire d'évolution d'une mangrove peut être perturbée par l'influence d'un marais sub-côtier et l'équation ne prédit plus alors la réalité.

V.F. CONCLUSION

J'ai montré dans ce chapitre que les séries temporelles de carte d'occupation des sols obtenues à partir de l'analyse d'images de télédétection peuvent servir à quantifier la biomasse des mangroves. Pour cela, j'ai utilisé un modèle de croissance des biomasses basé sur l'âge de la mangrove. J'ai pu ainsi dresser une cartographie de la biomasse des

mangroves de Guyane pour l'année 2014. Cette méthode s'avère comparable en termes d'erreur (39 t DM.ha^{-1}) à celle proposée par Proisy *et al.* (2007). Elle présente l'avantage de fonctionner à large échelle mais elle est contrainte à fonctionner seulement sur des peuplements secondarisés puisque l'on ne peut dater des faciès de mangrove plus anciens que les premières images de télédétection disponibles. Cette méthode est surtout intéressante pour les mangroves dont le turn-over est rapide, telles que les mangroves du delta de la Mahakam (Indonésie) régulièrement défrichées pour la culture extensive de la crevette puis laissées à l'abandon. De futurs développements de cette méthode pourraient viser à l'obtention de bilans diachroniques afin d'évaluer des flux entrant et sortant de carbone en vue d'alimenter des modèles biogéochimiques sur le cycle du carbone côtier. Ces aspects seront notamment développés dans le chapitre de synthèse suivant.

CHAPITRE VI. SYNTHÈSE ET PERSPECTIVES

« Les traces, par définition, ne sont jamais visibles en tant que traces. Elles ne sont visibles que si elles sont cherchées comme des marques de ce qui n'est plus là. [...] Seule leur attente les découvre. [...] le visible ne suffit pas pour comprendre ce qui est vu [...]. le visible ne s'interprète qu'en référant à l'invisible. »

Pascal Quignard, Sur le Jadis, 2005.

VI.A. RAPPEL DES OBJECTIFS DE LA THESE

Les 1500 km de côtes à mangrove ouvertes sur l'océan Atlantique ouest tropical, qui s'étendent de l'embouchure de l'Amazone à celle de l'Orénoque, constituent un laboratoire naturel pour l'étude de la dynamique des mangroves sous le contrôle énergétique du climat et de l'océan. En effet, les processus hydro-sédimentaires côtiers y sont exacerbés par les interactions entre une importante quantité de sédiments déversée sur la côte par l'Amazone et une exposition directe aux forçages océano-climatiques. Ces interactions sont à l'origine d'une dynamique spatiale de l'écosystème mangrove très marquée, observable et quantifiable par télédétection. Il a été démontré que les variations de la décharge sédimentaire de l'Amazone à l'échelle pluriannuelle ne peuvent expliquer la dynamique de l'écosystème, et que l'impact des aménagements humains sur littoral guyanais ne peut non plus être incriminé. Ainsi, dans une époque préoccupée par les effets du changement climatique sur le fonctionnement des écosystèmes, cette étude a testé l'hypothèse d'un contrôle océano-climatique sur le fonctionnement des mangroves guyanaises. Compte tenu de l'importante productivité de l'écosystème et de son rôle probable dans l'exportation d'une quantité importante de carbone dans les sédiments marins, les eaux côtières et l'atmosphère, la question de l'impact de la dynamique de l'écosystème sur le cycle du carbone côtier a également été développée. En somme, les travaux menés dans cette thèse ont été conduits par les objectifs suivants :

- Caractériser et quantifier les dynamiques spatiales de l'écosystème à large échelle grâce au traitement par Système d'Information Géographique des archives de télédétection;
- Evaluer l'hypothèse d'un contrôle de ces dynamiques par le climat ou l'océan grâce au traitement statistique conjoint des archives de mesure de surface océanique;
- Evaluer l'influence de ces dynamiques sur le stock du carbone côtier contenu dans la biomasse de l'écosystème.

VI.B. RESULTATS MAJEURS OBTENUS

VI.B.1. L'évolution des surfaces de mangrove au pas de temps annuel depuis 1950

Les archives aériennes et satellites disponibles ont été récoltées, intégrées et traitées dans un système d'informations géographiques afin de produire un bilan quantitatif d'évolution des surfaces de mangrove à travers le temps. Les résultats obtenus ont couvert la période 1950 à 2014, à un pas de temps annuel, pour l'ensemble du littoral guyanais. Les incertitudes associées aux résultats ont été estimées. Ce bilan a fait tout d'abord apparaître la dérive littorale est-ouest, correspondant à la migration des bancs de vase intertidaux sur lesquels la mangrove s'est implantée entre 1950 et 2014. Une première approche a consisté à cumuler les surfaces de mangrove de Guyane par année. Les résultats ont montré une dynamique marquée à l'échelle multi-décennale :

- **En 1950**, les surfaces de mangrove étaient de $43\,713 \pm 62$ ha ;
- **De 1950 à 1973**, les surfaces de mangrove ont augmenté de $13\,848 \pm 584$ ha ;
- **De 1973 à 1998**, les surfaces de mangrove ont diminué $12\,151 \pm 220$ ha ;
- **Depuis 1998**, les surfaces de mangrove ont augmenté de nouveau de $9\,332 \pm 246$ ha pour atteindre **en 2014** $54\,742 \pm 88$ ha.

Ce cumul annuel cache en réalité de fortes disparités le long du littoral. Une analyse de la famille des analyses en composantes principales (en fonction empiriques orthogonales complexes) a été menée afin de caractériser les modes dominants de variabilité spatiale et leur évolution dans le temps, puis d'évaluer leur pertinence sur chaque section du littoral. L'analyse a montré que le premier mode explique à lui seul 74,8% des variations spatiales et temporelles observées sur tout le littoral. L'analyse a plus généralement montré que les 4 premiers modes suffisent à rendre compte de 98,2 % des variations.

VI.B.2. Caractérisation des cycles de résilience de la mangrove

La résilience désigne ici le retour d'un écosystème, après avoir subi une perturbation importante, à un fonctionnement et un développement « normal ». Dans le cas des mangroves guyanaises, la perturbation est engendrée par l'érosion côtière et la résilience correspond à la reconstitution des surfaces perdues localement au bout d'un certain temps.

L'analyse des coefficients temporels des modes de variabilité a révélé que ces derniers constituent significativement les sinusoïdes suivantes :

- **Le mode principal** de variabilité, représentant 74,8 % des dynamiques observées, corrèle fortement avec une sinusoïde d'une période de 64 ans ($R^2 = 0,93$) ;
- **Le deuxième mode** (15,1 %) corrèle avec une sinusoïde de 38 ans ($R^2 = 0.86$) ;
- **Le troisième mode** (6,6%) corrèle avec une sinusoïde de 26 ans ($R^2 = 0.97$) ;
- **Le quatrième mode** (1,7 %) corrèle avec une sinusoïde de 18 ans ($R^2 = 0.84$).

La mise en équation des dynamiques littorales par des fonctions périodiques sinusoïdales est pertinente pour conceptualiser la notion de résilience de l'écosystème en Guyane. En utilisant les paramètres des sinusoïdes obtenues et les coefficients spatiaux issues des analyses en composantes principales, une prédiction des futures dynamiques spatiales à l'horizon 2050 ainsi que des dynamiques passées depuis 1900 a été proposée. Le modèle prévoit une diminution des surfaces de mangrove jusqu'en 2025, une augmentation jusqu'en 2040 puis une nouvelle diminution (Figure 43).

VI.B.3. Relation entre surfaces de mangrove et hauteurs, périodes et directions des vagues à l'échelle multi-décennale

La cyclicité de la dynamique littorale caractérisée par l'analyse sinusoïdale des modes dominants de variabilité est très probablement d'avantage le fruit d'un forçage dynamique sur l'écosystème que d'une dynamique interne de résilience. De ce fait, une approche prédictive, telle qu'elle a été présentée précédemment, basée sur la projection dans le temps de sinusoïdes capturées pendant une période d'observation, n'est pas satisfaisante. L'ensemble des candidats potentiels au forçage du système a été passé en revue. Les vagues océaniques ont été retenus comme le facteur le plus pertinent à prendre en compte.

Hauteurs, périodes et direction journalières des vagues dans l'Atlantique Nord sur la période 1958-2014 ont été récoltées auprès du centre européen de prédiction climatique à moyen terme (l'ECMWF). Ces données ont été intensivement validées par des mesures de bouées et de satellites par le producteur de la donnée. L'analyse des covariances entre surfaces de mangrove et chacun des paramètres de vague (hauteur, période, direction) a montré que le mode dominant de variabilité des surfaces de mangrove (représentant 74,8% des variations) covarie à plus de 90% avec le mode dominant de variabilité des hauteurs moyennes

hivernales (représentant 72,9% des variations de vagues) et des directions des vagues (représentant 90,8% des variations de vagues) dans l'Atlantique nord. Cette relation de covariance s'étend plus loin que les influences locales de la façade océanique guyanaise. En effet, la relation est très prononcée dans les moyennes et hautes latitudes. Ce résultat a indiqué le rôle joué par un phénomène climatique à grande échelle couvrant l'océan Nord Atlantique.

VI.B.4. Identification du rôle des oscillations climatiques multi-décennales

Les cartes de vagues issues des analyses de covariance ont révélé la présence d'un motif spatial organisé en dipôle latitudinal, dont le maximum pour les hauteurs est situé dans le nord de l'Atlantique Nord et le minimum dans l'ouest de l'Atlantique central. Les analyses en EOF ont montré que ce dipôle fluctue dans le temps et dans l'espace à la manière d'une oscillation climatique. Pour les directions de vagues, le dipôle latitudinal est délimité par une ligne imaginaire séparant le sud-ouest du Maroc et Terre-neuve (Canada). De part et d'autre des lignes séparant le dipôle, lorsque les vagues sont anormalement hautes au nord elles sont anormalement basses au sud, et inversement. D'un point de vue temporel, cette bascule exprime le maximum de variabilité à l'échelle décennale et multi-décennale.

Cette organisation spatiale et temporelle est caractéristique d'une oscillation climatique. Nous avons testé la relation entre hauteurs des vagues et les indices de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) et de l'Oscillation Multi-décennal Atlantique (AMO). Les indices sont apparus bien corrélés à l'échelle multi-décennale, surtout celui de la NAO. Ces oscillations semblent en effet créer sur plusieurs années des conditions de vents sur l'Atlantique tropical qui modulent la force des vagues en direction de la Guyane.

- **En phase positive de la NAO**, les hauteurs et les directions de nord sont renforcées par une énergie accrue délivrée par l'anticyclone des Açores.
- **En phase négative de la NAO**, les hauteurs de vagues sont plus faibles et les directions de nord sont altérées à la faveur de direction d'est.

VI.B.5. Cartographie de la structure des biomasses aériennes en 2014

Les dynamiques spatiales observées et les forçages atmosphériques qui les sous-tendent ont un impact direct sur la structure, le fonctionnement et la productivité de l'écosystème. Les données de surface de mangrove produites par l'analyse des images aériennes et satellites sur la période 1950-2014 ont été réutilisées ici pour estimer indirectement la biomasse aérienne des mangroves à l'échelle de la

Guyane. Traitées sous forme de séries temporelles, les cartes ont permis de dériver l'âge des mangroves. 21 inventaires forestiers ont ensuite été utilisés pour mettre au point un modèle de croissance de la biomasse en fonction de l'âge. Les cartes d'âge des mangroves et le modèle de croissance des biomasses ont permis de cartographier et de quantifier la biomasse aérienne des mangroves de Guyane en 2014. Les résultats montrent que les 56 361 ha de mangrove en 2014 équivalent à 15,7 millions de tonnes de matière sèche (M.t DM). Les stocks se répartissent démographiquement comme suit :

- 61% des surfaces de mangrove (c.a.d. 34 379 ha) sont âgées de **plus de 50 ans** et comptent pour **86% du stock de carbone** (soit 13 M.t DM).
- **La classe d'âge 30-50 ans** est quasiment manquante due à la période d'érosion prolongée qui a duré de la fin des années 1970 à la fin des années 1990.
- **La classe 10-30 ans** constitue 17% des surfaces (9 904 ha) et compte pour **10% du stock** (1,6 M.t DM).
- **La classe jeune des 5-10 ans** constitue seulement 9% des surfaces (5 272 ha) et **3% du stock** (0,5 M.t DM).
- Enfin, les **mangroves jeunes à pionnières de moins de 5 ans** constituent 14% des surfaces (8 141 ha) et seulement **2,8% du stock** (0,4 M.t DM).

VI.C. DISCUSSION GENERALE

Les résultats obtenus doivent être interprétés afin de comprendre les mécanismes sous-jacents qui contrôlent l'écosystème.

VI.C.1. Les mécanismes hydro-sédimentaires contrôlés par l'atmosphère

L'existence d'un lien statistique entre l'évolution multi-décennale des surfaces de mangrove et l'évolution multi-décennale des hauteurs et de directions des vagues en face de la Guyane, et plus généralement sur l'ensemble du bassin Nord Atlantique, a été démontrée. Une ambiguïté subsiste cependant quant aux processus hydro-sédimentaires qui soutiennent cette relation statistique. L'ambiguïté provient de corrélations paradoxales en fonction des sections du littoral. En effet, nous avons vu que les coefficients de corrélation entre la série temporelle des vagues et celle des surfaces de mangrove peuvent être négatifs sur des groupes de cellules et paradoxalement positifs sur d'autres (Figure 39). L'alternance entre les groupes positifs et négatifs est structurée spatialement ce qui peut indiquer la présence d'un mécanisme que nous allons ici essayer de formaliser. De plus, ces corrélations paradoxales interpellent quant au sens de l'impact des vagues: favorisent-elles le développement des mangroves

(corrélations positives) ou au contraire leur retrait (corrélations négatives)? Je tente ici d'y répondre en m'appuyant sur quelques exemples.

La période de NAO négative qui s'étend des années 1950 aux années 1970 s'oppose à une période de NAO positive s'étendant sur les années 1990 (Figure 57). Entre 1970 et 1990, on note une transition qui prend la forme de 5 années positives entre 1972 et 1976, 4 négatives entre 1977 et 1980 etc. pour arriver à un saut en 1989. Pendant la phase négative de 1950-1970, les vagues hivernales générées par la NAO sont bien plus faibles (Figure 51) et permettent un développement important des mangroves en zone d'avant-banc (Figure 25), par exemple entre les cellules 1650 et 2000 (Roches Blanches-Sinnamary). Le dépôt et le piégeage sédimentaire en zone intertidale a certainement été promu par cette période de relativement faible énergie des houles. Les faibles vitesses d'érosion en arrière banc visibles entre les cellules 2700 à 2900 (Mana, Figure 25) et de faibles vitesses de migration des bancs ont peut-être résulté de cette phase négative. Le cumul des surfaces pour la Guyane est positif sur la période (Figure 35).

A partir des années 1970 et jusqu'au début des années 1990, la NAO va progressivement passer d'un minimum à un maximum en alternant des groupes de phases positives et négatives tout en gardant une tendance à la hausse (Figure 57). Les vagues hivernales suivent ces fluctuations et passent progressivement de 1,7 m de moyenne en 1969 à 2 m de moyenne en 1993 (Figure 51). Les surfaces de mangroves accumulées pendant la phase négative de 1950-1970 sont érodées progressivement. La vase qui avait été piégée pour former le substrat de ces mangroves est redéposée par les courants plus à l'ouest. Ainsi, la mangrove très étendue des Roches Blanches-Sinnamary disparaît progressivement et une autre de taille très importante se forme sur le substrat déplacé de la première entre les cellules 2000-2100 (Sinnamary-Iracoubo, Figure 25).

A partir de la fin des années 1980 et jusqu'aux années 2000, la phase positive de la NAO domine (Figure 57). Les vagues d'hiver sont fortes avec des moyennes de 1,9 à 2 m (Figure 51). La remise en suspension des sédiments par érosion des vasières intertidales et par les lames de fond qui arrachent de la vase molle subtidale, ainsi que le transport sédimentaire long-shore sont promus au détriment du dépôt et du piégeage des sédiments en zone intertidale. De ce fait, aucune mangrove de taille importante ne se constitue pendant cette période. La mangrove de Sinnamary-Iracoubo disparaît progressivement et le banc de vase n'est pas de nouveau colonisé plus loin vers les cellules 2200 et plus (Organabo et plus à l'ouest, Figure 25). Un deuxième cas exemplaire peut être trouvé plus à l'est. En effet, l'importante surface de mangrove qui s'était développée extensivement en face des cellules 1100-1200 (Macouria,

Figure 25) dans les années 1960-1970 (période de NAO négative et faibles vagues) n'est pas reconstituée dans les mêmes proportions entre les années 1980-1990 (NAO positive, fortes vagues) sur les cellules 1300-1600 (Kourou-CSG, Figure 25). Il faudra attendre les années 2000 avec une NAO moins prononcée et des vagues plus clémentes (Figure 51) pour que la mangrove s'y redéveloppe extensivement entre les cellules 1700 et 1800 (Roches blanches, Figure 25).

Ainsi, je propose une mécanique hydro-sédimentaire responsable de la naissance et de la migration des mangroves liée à l'état atmosphérique de l'Atlantique. Dans ce modèle, la création et la migration des bancs de vase intertidaux est générée par l'alternance de phases positives et négatives:

- **En phase positive de la NAO**, les fortes vagues générées par le renforcement de l'anticyclone des Açores entraînent une accélération des vitesses de migration des bancs de vase. La remise en suspension de sédiments et le transport sont favorisés. Les sédiments piégés soit en zone intertidale dans les mangroves, soit dans la partie subtidale des bancs de vase sous forme de vase molle, sont remis en suspension dans l'eau et augmente la turbidité. Ces deux zones constituent en effet des réserves de sédiments qui peuvent être réactivées lors des phases positives. Dans la région de création des bancs de vase en Amapa (cap Cassipore et cap Orange, Brésil), le mécanisme proposé est identique. En phase positive prolongée, l'intense remise suspension et le transport exacerbé peuvent être à l'origine du vidage du stock et ainsi de la création d'espaces inter-bancs.
- **En phase négative de la NAO**, les faibles vagues générées par l'affaiblissement de l'anticyclone des Açores entraînent la décélération des vitesses de migration des bancs de vase. Les vagues induisent moins d'érosion et les courants de rivage sont affaiblis. Le dépôt des sédiments en suspension est favorisé. La création de vasières intertidale est ainsi promue ce qui favorise l'extension des mangroves.

VI.C.2. L'impact du changement climatique sur les mangroves de Guyane

Des études récentes ont montré que le changement climatique, imputé à l'augmentation des gaz à effet de serre générés par les activités humaines, modifie les climats de vagues mondiaux (Young *et al.*, 2011; Hemer *et al.*, 2013). Le changement climatique affecte en effet les températures qui affectent en retour les pressions atmosphériques et les vents qui soufflent à la surface des océans. Les vagues générées par ces vents sont à leur tour modifiées et en fin de chaîne l'érosion côtière est altérée par le changement climatique. Toutes les régions du monde ne

sont pas impactées par le changement climatique dans le même sens et dans les mêmes proportions (Wang & Swail, 2006). Ainsi, le bassin Nord Atlantique reste encore sous l'emprise de modes internes de variabilité climatique. La NAO a été pointé comme le mode dominant de variabilité dans l'Atlantique nord (Hemer *et al.*, 2013), et nos résultats sur les modes dominants de variabilité des vagues confirment ces observations. Aujourd'hui, la NAO n'est pas prévisible par les modèles climatiques, même les plus performants (communication personnelle de C. Cassou du CERFACS). En effet, l'alternance de phase positives et négatives ne semble être pour l'instant forcée par aucun signal anthropique (CO₂), naturel (volcanisme) ou même astronomique (cycles solaires). Le changement climatique ne peut donc être porté pour le moment comme responsable des dynamiques de l'écosystème.

VI.C.3. Conséquences des dynamiques côtières sur le cycle du carbone côtier en Guyane

Nous avons vu que le stock de carbone aérien et sédimentaire (Marchand, 2003; Marchand *et al.*, 2003) augmente avec l'âge de la mangrove. J'ai par ailleurs proposé que la dynamique littorale soit générée ou tout du moins marquée considérablement par l'alternance entre des phases de forçage atmosphérique positives et des phases négatives. J'ai montré que cette alternance contrôle la structure démographique des mangroves sur le littoral. En contrôlant la structure démographique, les variations atmosphériques contrôlent le stock et les flux de carbone côtiers en Guyane. En effet, lors des phases positives propices à l'érosion des surfaces, une partie importante du carbone organique stocké dans la végétation et dans les sols des mangroves pendant les phases négatives, propices à l'extension des surfaces, est réintroduit dans les eaux et les sédiments côtiers. Des processus de décomposition, d'oxydation et de reminéralisation sont sans doute responsables de la production d'une quantité importante de CO₂. Cette hypothèse est basée sur les faibles teneurs en matière organique retrouvée dans les sédiments côtiers (Marchand, 2003; Marchand *et al.*, 2003; Aller & Blair, 2006). Ainsi, l'atmosphère contrôlerait le cycle du carbone côtier, faisant alternativement passer le littoral d'un état temporaire de puit à celui de source de carbone atmosphérique. Une telle hypothèse devrait être à mon sens l'objet de futures recherches.

VI.D. PERSPECTIVES DE RECHERCHE

VI.D.1. Dynamique des côtes à mangrove du Surinam et du Guyana

Ce travail est centré sur l'étude du littoral de Guyane. Le système de dispersion des vases amazoniennes s'étend cependant du Brésil au Venezuela et il apparaît maintenant nécessaire de confirmer les résultats obtenus en Guyane avec d'autres obtenus dans les régions voisines. Des auteurs ont fait référence à des jeux de photographies aériennes anciennes pour le littoral du Surinam et du Guyana (Augustinus, 1978, 1980, 1987; Rine & Ginsburg, 1985). Pour la période récente, les archives d'images satellite SPOT et Landsat sont désormais disponibles gratuitement pour la recherche. En utilisant les méthodologies présentées dans ce travail, je propose :

- d'effectuer un bilan des surfaces de mangrove et de la position du trait de côte associé au Surinam et au Guyana ;
- d'analyser la covariance entre ce bilan et les paramètres de vagues de l'Atlantique ;
- de comparer les résultats et valider ou infirmer les hypothèses développées dans cette thèse.

VI.D.2. Dynamique de la turbidité des eaux côtières amazoniennes

Ce travail propose que les phases positives de la NAO renforcent la remise en suspension et le transport des sédiments par les fortes vagues qu'elles produisent. Pour valider cette hypothèse, il apparaît maintenant nécessaire d'utiliser les archives satellites de couleur de l'eau, notamment celles des satellites MODIS depuis 2001. Il s'agit d'obtenir des séries à haute fréquence temporelle de turbidité des eaux côtières de Guyane. Le satellite MODIS présente l'avantage d'acquérir des images tous les 10 jours ce qui permet de travailler avec des moyennes mensuelles. En utilisant les méthodes d'analyses de covariance présentées dans ce travail, je propose de vérifier le lien entre force des vagues et niveaux de turbidité. L'augmentation de la turbidité devrait être concomitante de l'augmentation des hauteurs de vague.

VI.D.3. Relations allométriques pour la biomasse racinaire des mangroves amazoniennes

Dans cette étude, l'estimation du carbone stocké en mangrove a été faite sur la base de relations allométriques pour la partie aérienne des peuplements. En Guyane, on estime que 40% de la biomasse totale du peuplement réside dans le système racinaire et mais aucune étude ne valide cette estimation. Il est maintenant nécessaire de s'intéresser à la partie racinaire des palétuviers de Guyane. Les rares études qui se sont

penchées sur la question ont opté pour la formulation d'une relation allométrique pour le système racinaire (Komiyama *et al.*, 2008). Il s'agit maintenant de s'inspirer des méthodologies utilisées et les appliquer au cas guyanais.

VI.D.4. Flux de carbone et dynamique des mangroves amazoniennes

Les côtes à mangrove des Guyanes sont-elles des puits ou des sources de carbone atmosphérique ? Dans quelle mesure sont-elles des sites d'enfouissement du carbone ? Constituent-elles une zone d'importance régionale de la transformation du carbone organique ? Ces questions doivent à mon sens faire l'objet de prochains efforts de recherche.

Nous l'avons vu, la Guyane est une région dans laquelle la magnitude de la dynamique hydro-sédimentaire est extrême et induit une structure et un fonctionnement de l'écosystème côtier contrôlant les stocks de carbone. De ce fait, un bilan des flux de carbone côtier doit intégrer ce puissant réacteur biogéochimique qu'est la dynamique spatiale des bancs de vase amazoniens et des mangroves associées qui migrent de l'Amazonie à l'Orénoque (Aller & Blair, 2006).

Nous avons vu que les vases littorales de Guyane sont pauvres en carbone organique (Marchand, 2003) et que paradoxalement la mangrove qui s'y développe en est très riche (chapitre V). L'écosystème agit comme un puit de carbone puisqu'il stocke de la biomasse supplémentaire chaque année en vieillissant. Cependant, ce sont également chaque année plusieurs milliers d'hectares de ce stock qui sont directement enfouies par l'érosion côtière dans les sédiments côtiers migrants. Il est suggéré que la rapide dégradation dans les sédiments marins de cette biomasse libère des quantités de carbone inorganique sous forme de carbonates et de gaz (CO₂, méthane, composés organiques volatils) dans les sédiments marins et l'atmosphère. Même si la région des Guyanes représente une faible portion des côtes mondiales, les flux de carbone qu'elle renferme pourraient être disproportionnés. Aujourd'hui, il est nécessaire d'acquérir des données dans un but de comprendre et de quantifier ces flux. De tels résultats participeraient à l'élaboration d'un modèle régional d'évolution des stocks et des flux de carbone et d'éventuels rétrocontrôles sur le climat régional.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abril G., Martinez J.-M., Artigas L.F., Moreira-Turcq P., Benedetti M.F., Vidal L., Meziane T., Kim J.-H., Bernardes M.C., Savoye N., Deborde J., Souza E.L., Albéric P., Landim de Souza M.F., & Roland F. (2014) Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands. *Nature*, **505**, 395–8.
- Alexander C.R., Nittrouer C.A., & DeMaster D.J. (1986) High-resolution seismic stratigraphy and its sedimentological interpretation on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*, **6**, 337–357.
- Aller R.C. & Blair N.E. (2006) Carbon remineralization in the Amazon-Guianas tropical mobile mudbelt: A sedimentary incinerator. *Continental Shelf Research*, **26**, 2241–2259.
- Allison M.A., Lee M.T., Ogston A.S., & Aller R.C. (2000) Origin of Amazon mudbanks along the northeastern coast of South America. *Marine Geology*, **163**, 241–256.
- Alongi D.M. (2008) Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **76**, 1–13.
- Alongi D.M. (2009) *The energetics of mangrove forests*. Springer Netherlands, Houten.
- Alongi D.M. (2012) Carbon sequestration in mangrove forests. *Carbon Management*, **3**, 313–322.
- Alongi D.M. (2014) Carbon cycling and storage in mangrove forests. *Annual review of marine science*, **6**, 195–219.
- Anaya J.A., Chuvieco E., & Palacios-Orueta A. (2009) Aboveground biomass assessment in Colombia: A remote sensing approach. *Forest Ecology and Management*, **257**, 1237–1246.
- Anthony E.J. (2008) Tidal Flats. *Developments in Marine Geology*, **4**, 51–129.

- Anthony E.J., Dolique F., Gardel A., Gratiot N., Proisy C., & Polidori L. (2008) Nearshore intertidal topography and topographic-forcing mechanisms of an Amazon-derived mud bank in French Guiana. *Continental Shelf Research*, **28**, 813–822.
- Anthony E.J., Gardel A., Gratiot N., Proisy C., Allison M.A., Dolique F., & Fromard F. (2010) The Amazon-influenced muddy coast of South America: A review of mud-bank-shoreline interactions. *Earth-Science Reviews*, **103**, 99–121.
- Anthony E.J., Gardel A., Proisy C., Fromard F., Gensac E., Peron C., Walcker R., & Lesourd S. (2013) The role of fluvial sediment supply and river-mouth hydrology in the dynamics of the muddy, Amazon-dominated Amapá-Guianas coast, South America: A three-point research agenda. *Journal of South American Earth Sciences*, **44**, 18–24.
- Anthony E.J. & Gratiot N. (2012) Coastal engineering and large-scale mangrove destruction in Guyana, South America: Averting an environmental catastrophe in the making. *Ecological Engineering*, **47**, 268–273.
- Augustinus P.G.E.F. (1978) *The changing shoreline of Surinam (South America)*. University Utrecht, The Netherlands,
- Augustinus P.G.E.F. (1980) Actual development of the chenier coast of Suriname (South America). *Sedimentary Geology*, **26**, 91–113.
- Augustinus P.G.E.F. (1983) Coastal change in Suriname since 1948. *Proceedings of the congress for future of roads and rivers in Suriname and neighbouring regions* (ed. by D. & E. H. Bekker), pp. 329–338. Utrecht.
- Augustinus P.G.E.F. (1987) The geomorphologic development of the coast of Guiana between the Corentyne river and the Essequibo river. *International Geomorphology, Part I*. (ed. by V. Gardiner), pp. 1281–1292. Utrecht.
- Augustinus P.G.E.F. (2004) The influence of the trade winds on the coastal development of the Guianas at various scale levels: A synthesis. *Marine Geology*, **208**, 145–151.
- Augustinus P.G.E.F. & Mees R.P.R. (1984) Coastal erosion and coastal accretion between the estuaries of the Corentyne and the Essequibo

Rivers: a contribution to the coastal defence in the Cooperative Republic of Guiana. .

Bauer J.E., Cai W.-J., Raymond P.A., Bianchi T.S., Hopkinson C.S., & Regnier P.A.G. (2013) The changing carbon cycle of the coastal ocean. *Nature*, **504**, 61–70.

Bétouille J.-L. (1998) *Variations spatiales de la production primaire et des apports au sol en éléments minéraux dans cinq faciès d'une mangrove en Guyane Française*. Université Paul Sabatier de Toulouse, France,

Bjornsson H. & Venegas S. (1997) A manual for EOF and SVD analyses of Climate Data. *CCGCR Report*, .

Bouillon S., Borges A. V., Castañeda-Moya E., Diele K., Dittmar T., Duke N.C., Kristensen E., Lee S.Y., Marchand C., Middelburg J.J., Rivera-Monroy V.H., Smith T.J., & Twilley R.R. (2008) Mangrove production and carbon sinks: A revision of global budget estimates. *Global Biogeochemical Cycles*, **22**, 2011–2013.

Bouysse P., Kudrass H.R., & Le Lann F. (1977) Reconnaissance sédimentologique du plateau continental de la Guyane française (mission Guyanmer 1975). *Bulletin du bureau de recherches géologies minières*, **4**, 141–179.

Boyé M. (1962) Les palétuviers du littoral de la Guyane Française Ressources et problèmes d'exploitation. *Les cahiers d'outre-mer*, **Tome XV**, 271–290.

Bretherton C.S., Smith C., & Wallace J.M. (1992) An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of Climate*, **5**, 541–560.

Cadamuro L. (1999) *Structure et Dynamique des écosystèmes inondables (forêt marécageuse , mangrove) du bassin du Sinnamary (Guyane Française)*. Université Paul Sabatier de Toulouse, France,

Cassou C., Minvielle M., Terray L., & Périgaud C. (2011) A statistical-dynamical scheme for reconstructing ocean forcing in the Atlantic. Part I: Weather regimes as predictors for ocean surface variables. *Climate Dynamics*, **36**, 19–39.

- Cavanaugh K.C., Kellner J.R., Forde A.J., Gruner D.S., Parker J.D., Rodriguez W., & Feller I.C. (2014) Poleward expansion of mangroves is a threshold response to decreased frequency of extreme cold events. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **111**, 723–7.
- Chen C.T.A. & Borges A. V. (2009) Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric CO₂. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **56**, 578–590.
- Choubert B. (1974) Le précambrien des Guyanes. .
- Choubert B. & Boyé M. (1959) Envasement et dévasement du littoral en Guyane française. *Compte Rendu des séances de l'académie des sciences* pp. 145–147. Paris.
- Church J.A., Clark P.U., Cazenave A., Gregory J.M., Jevrejeva S., Levermann A., Merrifield M.A., Milne G.A., Nerem R.S., Nunn P.D., Payne A.J., Pfeffer W.T., Stammer D., & Unnikrishnan A.S. (2013) Sea level change. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* pp. 1137–1216.
- Church J.A. & White N.J. (2004) Estimates of the regional distribution of sea level rise over the 1950–2000 period. *Journal of Climate*, 2609–2625.
- Colonnello G. & Medina E. (1998) Vegetation changes induced by dam construction in a tropical estuary: The case of the Manamo river, Orinoco Delta (Venezuela). *Plant Ecology*, **139**, 145–154.
- Dagg M., Benner R., Lohrenz S., & Lawrence D. (2004) Transformation of dissolved and particulate materials on continental shelves influenced by large rivers: Plume processes. *Continental Shelf Research*, **24**, 833–858.
- Danielsen F., Sørensen M.K., Olwig M.F., Selvam V., Parish F., Burgess N.D., Hiraishi T., Karunakaran V.M., Rasmussen M.S., Hansen L.B., Quarto A., & Suryadiputra N. (2005) The Asian tsunami: a protective role for coastal vegetation. *Science*, **310**, 643.

- Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen I., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.J., Park B.K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.N., & Vitart F. (2011) The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 553–597.
- Delft Hydraulics (1962) Demerara coastal investigation. Report on siltation of Demerara bar channel and coastal erosion in British Guiana. .
- Deser C., Alexander M.A., Xie S.-P., & Phillips A.S. (2010) Sea surface temperature variability: patterns and mechanisms. *Annual review of marine science*, **2**, 115–143.
- Diop E.S., Soumare A., Diallo N., & Guisse A. (1997) Recent changes of the mangroves of the Saloum River Estuary, Senegal. *Mangroves and Salt Marshes*, **1**, 163–172.
- Dittmar T., Hertkorn N., Kattner G., & Lara R.J. (2006) Mangroves, a major source of dissolved organic carbon to the oceans. *Global Biogeochemical Cycles*, **20**, 1–7.
- Dittmar T. & Lara R.J. (2001a) Do mangroves rather than rivers provide nutrients to coastal environments south of the Amazon River? Evidence from long-term flux measurements. *Marine Ecology Progress Series*, **213**, 67–77.
- Dittmar T. & Lara R.J. (2001b) Driving Forces Behind Nutrient and Organic Matter Dynamics in a Mangrove Tidal Creek in North Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **52**, 249–259.
- Donato D.C., Kauffman J.B., Murdiyarso D., Kurnianto S., Stidham M., & Kanninen M. (2011) Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. *Nature Geoscience*, **4**, 293–297.
- Duarte C.M., Middelburg J.J., & Caraco N. (2004) Major role of marine vegetation on the oceanic carbon cycle. *Biogeosciences Discussions*, **1**, 659–679.

- Duke N.C., Ball M.C., & Ellison J.C. (1998) Factors influencing biodiversity and distributional gradients in mangroves. *Global Ecology and Biogeography Letters*, **7**, 27–47.
- Eisma D., Augustinus P.G.E.F., & Alexander C. (1991) Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud. *Netherlands journal of sea research*, **28**, 181–192.
- Eisma D. & van der Marel H.W. (1971) Marine muds along the Guyana coast and their origin from the Amazon basin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **31**, 321–334.
- Elsner J.B. & Jagger T.H. (2010) *Hurricanes and climate change*. New York.
- FAO (2007) The world's mangroves 1980-2005. *FAO Forestry Paper*, **153**, .
- Flemming B.W. (2002) Geographic distribution of muddy coasts. *Proceedings in Marine Science*, **4**, 99–201.
- Friess D.A., Krauss K.W., Horstman E.M., Balke T., Bouma T.J., Galli D., & Webb E.L. (2012) Are all intertidal wetlands naturally created equal? Bottlenecks, thresholds and knowledge gaps to mangrove and saltmarsh ecosystems. *Biological Reviews*, **87**, 346–366.
- Froidefond J.-M., Pujos M., & Andre X. (1988) Migration of mud banks and changing coastline in French Guiana. *Marine Geology*, **84**, 19–30.
- Fromard F., Puig H., Mougín E., Marty G., Betoulle J.L., & Cadamuro L. (1998) Structure, above-ground biomass and dynamics of mangrove ecosystems: New data from French Guiana. *Oecologia*, **115**, 39–53.
- Fromard F., Vega C., & Proisy C. (2004) Half a century of dynamic coastal change affecting mangrove shorelines of French Guiana. A case study based on remote sensing data analyses and field surveys. 208, 265–280.
- Frouin P., Pujos M., & Watremez P. (1997) Revue des connaissances sur la zone côtière de Guyane française. .
- Gardel A. & Gratiot N. (2005) A satellite image-based method for estimating rates of mud bank migration, French Guiana, South America. *Journal of Coastal Research*, **214**, 720–728.

- Gensac E. (2012) *Dynamique morpho-sédimentaire d'un littoral sous influence amazonienne : Impact des forçages hydrosédimentaires sur la migration des bancs de vase et la mangrove cotière : Le cas de la Guyane française*. Université du Littoral Côte d'Opale, France,
- George S.E. & Saunders M.A. (2001) North Atlantic Oscillation impact on tropical north Atlantic winter atmospheric variability. *Geophysical Research Letters*, **28**, 1015–1018.
- Gibbs R.J. (1967) The geochemistry of the Amazon River system: Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Bulletin of the Geological Society of America*, **78**, 1203–1232.
- Gilman E.L., Ellison J., Duke N.C., & Field C. (2008) Threats to mangroves from climate change and adaptation options: A review. *Aquatic Botany*, **89**, 237–250.
- Gilman E.L., Ellison J., Jungblut V., Van Lavieren H., Wilson L., Areki F., Brighthouse G., Bungitak J., Dus E., Henry M., Kilman M., Matthews E., Sauni I., Teariki-Ruatua N., Tukia S., & Yuknavage K. (2006) Adapting to Pacific Island mangrove responses to sea level rise and climate change. *Climate Research*, **32**, 161–176.
- Goldenberg S.B., Landsea C.W., Mestas-Nunez A.M., & Gray W.M. (2001) The recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications. *Science*, **293**, 474–479.
- Goulding M., Barthem R., & Ferreira E. (2003) *The Smithsonian Atlas of the Amazon*. Washington.
- Gratiot N., Anthony E.J., Gardel A., Gaucherel C., Proisy C., & Wells J.T. (2008) Significant contribution of the 18.6 year tidal cycle to regional coastal changes. *Nature Geoscience*, **1**, 169–172.
- Gratiot N., Gardel A., & Anthony E.J. (2007) Trade-wind waves and mud dynamics on the French Guiana coast, South America: Input from ERA-40 wave data and field investigations. *Marine Geology*, **236**, 15–26.
- Gratiot N., Gardel A., & Polidori L. (2005) Remote sensing-based bathymetry of the Amazon-influenced coast of South America. 0–13.

- Gray L.J., Haigh J.D., & Harrison R.G. (2005) The influence of solar changes on the Earth's climate: A review of on the Earth's climate. *Hadley Center technical note 62*, .
- Hamdan O., Khali Aziz H., & Mohd Hasmadi I. (2014) L-band ALOS PALSAR for biomass estimation of Matang mangroves, Malaysia. *Remote Sensing of Environment*, **155**, 69–78.
- Hammer Ø., Harper D.A.T., & Ryan P.D. (2001) PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. v.2.17. *Palaeontologia Electronica*, **4**, 9.
- Haslett S.K. (2000) *Coastal systems*. Routledge, London.
- Hemer M.A., Fan Y., Mori N., Semedo A., & Wang X.L. (2013) Projected changes in wave climate from a multi-model ensemble. *Nature Climate Change*, **3**, 471–476.
- Heumann B.W. (2011) Satellite remote sensing of mangrove forests: Recent advances and future opportunities. *Progress in Physical Geography*, **35**, 87–108.
- Hocke K. & Kämpfer N. (2011) Hovmöller diagrams of climate anomalies in NCEP/NCAR reanalysis from 1948 to 2009. *Climate Dynamics*, **36**, 355–364.
- Hoekstra J.M., Molnar J.L., Jennings M., Revenga C., Spalding M.D., Boucher T.M., Robertson J.C., Heibel T.J., & Ellison K. (2010) *The Atlas of Global Conservation: Changes, Challenges, and Opportunities to Make a Difference*. University of California Press, Berkeley.
- Hogarth P.J. (1999) *The Biology of Mangroves*.
- Horel J.D. (1984) Complex Principal Component Analysis: Theory and Examples. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **23**, 1660–1673.
- Hovmöller E. (1949) The trough-and-ridge diagram. *Tellus*, **1**, 62–66.
- Huang C., Goward S.N., Masek J.G., Thomas N., Zhu Z., & Vogelmann J.E. (2010) An automated approach for reconstructing recent forest disturbance history using dense Landsat time series stacks. *Remote Sensing of Environment*, **114**, 183–198.

- Jennerjahn T.C. & Ittekkot V. (2002) Relevance of mangroves for the production and deposition of organic matter along tropical continental margins. *Naturwissenschaften*, **89**, 23–30.
- Johnson C.M., Zarin D.J., & Johnson A.H. (2000) Post-disturbance aboveground biomass accumulation in global secondary forests. *Ecology*, **81**, 1395–1401.
- Kineke G.C. & Sternberg R.W. (1995) Distribution of fluid muds on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, **125**, 193–233.
- Kirwan M.L. & Megonigal J.P. (2013) Tidal wetland stability in the face of human impacts and sea-level rise. *Nature*, **504**, 53–60.
- Knudsen M.F., Seidenkrantz M.-S., Jacobsen B.H., & Kuijpers A. (2011) Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. *Nature communications*, **2**, 178.
- Komiyama A., Ong J.E., & Pongpan S. (2008) Allometry, biomass, and productivity of mangrove forests: A review. *Aquatic Botany*, **89**, 128–137.
- Kristensen E., Bouillon S., Dittmar T., & Marchand C. (2008) Organic carbon dynamics in mangrove ecosystems: A review. *Aquatic Botany*, **89**, 201–219.
- Kuehl S.A., DeMaster D.J., & Nittrouer C.A. (1986) Nature of sediment accumulation on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*, **6**, 209–225.
- Lasserre G., Sautter G., Boyé M., Brasseur G., Réaud G., Cabaussel G., & Menault J. (1979) *Atlas des départements français d’Outre-Mer : 4. La Guyane*. CNRS, Bordeaux, Paris.
- Van Ledden M., Vaughn G., Lansen J., Wiersma F., & Amsterdam M. (2009) Extreme wave event along the Guyana coastline in October 2005. *Continental Shelf Research*, **29**, 352–361.
- Lee S.Y., Primavera J.H., Dahdouh-Guebas F., Mckee K., Bosire J.O., Cannicci S., Diele K., Fromard F., Koedam N., Marchand C., Mendelssohn I., Mukherjee N., & Record S. (2014) Ecological role and services of tropical mangrove ecosystems: A reassessment. *Global Ecology and Biogeography*, **23**, 726–743.

- Lefebvre J.P., Dolique F., & Gratiot N. (2004) Geomorphic evolution of a coastal mudflat under oceanic influences: An example from the dynamic shoreline of French Guiana. *208*, 191–205.
- Lentz S.J. (1995) Seasonal variations in the horizontal structure of the Amazon Plume inferred from historical hydrographic data. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 2391.
- López-Medellín X., Ezcurra E., González-Abraham C., Hak J., Santiago L.S., & Sickman J.O. (2011) Oceanographic anomalies and sea-level rise drive mangroves inland in the Pacific coast of Mexico. *Journal of Vegetation Science*, **22**, 143–151.
- Mann M.E., Bradley R.S., & Hughes M.K. (1998) Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, **392**, 779.
- Marchand C. (2003) *Origine et devenir de la matière organique des sédiments de mangrove de Guyane Française*. Université d'Orléans,
- Marchand C., Lallier-Vergès E., & Baltzer F. (2003) The composition of sedimentary organic matter in relation to the dynamic features of a mangrove-fringed coast in French Guiana. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **56**, 119–130.
- Martinez J.M., Guyot J.L., Filizola N., & Sondag F. (2009) Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*, **79**, 257–264.
- McMahon S.M., Parker G.G., & Miller D.R. (2010) Evidence for a recent increase in forest growth. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **107**, 3611–3615.
- Metropolis N. & Ulam S. (1949) The Monte Carlo method. *Journal of the American Statistical Association*, **44**, 335–341.
- Michener W.K., Blood E.R., Bildstein K.L., Brinson M.M., & Gardner L.R. (1997) Climate change, hurricanes and tropical storms, and rising sea level in coastal wetlands. *Ecological Applications*, **7**, 770–801.
- Miller J.K. & Dean R.G. (2007) Shoreline variability via empirical orthogonal function analysis: Part I temporal and spatial characteristics. *Coastal Engineering*, **54**, 111–131.

- Milliman J.D., Butenko J., Bardot J.-P., & Hedberg J. (1982) Depositional patterns of modern Orinoco-Amazon muds on the northern Venezuela shelf. *Journal of Marine Research*, **40**, 643–657.
- Miyahara H., Yokoyama Y., & Masuda K. (2008) Possible link between multi-decadal climate cycles and periodic reversals of solar magnetic field polarity. *Earth and Planetary Science Letters*, **272**, 290–295.
- Mougin E., Proisy C., Marty G., Fromard F., Puig H., Betoulle J.L., & Rudant J.P. (1999) Multifrequency and multipolarization radar backscattering from mangrove forests. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **37**, 94–102.
- Navarra A. & Simoncini V. (2010) *A Guide to Empirical Orthogonal Functions for Climate Data Analysis*. Springer, New-York.
- NEDECO (1968) Surinam Transportation Study: Report on Hydraulic Investigation. .
- Nelson R.F., Kimes D.S., Salas W. a., & Routhier M. (2000) Secondary forest age and tropical forest biomass estimation using Thematic Mapper imagery. *BioScience*, **50**, 419.
- Nittrouer C.A., DeMaster D.J., Figueiredo A.G., & Rine J.M. (1991) AmasSeds: an interdisciplinary investigation of a complex coastal environment. *Oceanography*, **4**, 3–7.
- Odum W.E. & Heald E.J. (1972) Trophic analyses of an estuarine mangrove community. *Bulletin of Marine Science*, **22**, 671–738.
- Plaziat J.C. & Augustinus P.G.E.F. (2004) Evolution of progradation/erosion along the French Guiana mangrove coast: A comparison of mapped shorelines since the 18th century with Holocene data. *Marine Geology*, **208**, 127–143.
- Poore R.Z., Quinn T.M., & Verardo S. (2004) Century-scale movement of the Atlantic Intertropical Convergence Zone linked to solar variability. *Geophysical Research Letters*, **31**, 4–7.
- Proisy C., Coutron P., & Fromard F. (2007) Predicting and mapping mangrove biomass from canopy grain analysis using Fourier-based textural ordination of IKONOS images. *Remote Sensing of Environment*, **109**, 379–392.

- Proisy C., Gratiot N., Anthony E.J., Gardel A., Fromard F., & Heuret P. (2009) Mud bank colonization by opportunistic mangroves: A case study from French Guiana using lidar data. *Continental Shelf Research*, **29**, 632–641.
- Proisy C., Mougin E., Fromard F., Trichon V., & Karam M.A. (2002) On the influence of canopy structure on the radar backscattering of mangrove forests. *International Journal of Remote Sensing*, **23**, 4197–4210.
- Prost M.T. (1989) Coastal dynamics and chenier sands in French Guiana. *Marine Geology*, **90**, 259–267.
- Prost M.-T. (1993) L'environnement côtier actuel de la Guyane et quelques aspects de son analyse par télédétection. *Caribena*, **3**, 125–158.
- Pujos A. & Odin G.S. (1986) La sédimentation au quaternaire terminal sur la plate-forme continentale de la Guyane française. *Oceanologica Acta*, **9**, 363–382.
- Pujos M., Bouysse P., & Pons J.-C. (1990) Sources and distribution of heavy minerals in Late Quaternary sediments of French Guiana continental shelf. *Continental Shelf Research*, **10**, 59–79.
- Pujos M., Monente J., Latouche C., & Maillet N. (1997) Origin of sediment accumulation in the Orinoco delta and the Gulf of Paria: Amazon River sediment input. *Oceanologica Acta*, **20**, 799–809.
- Pujos M., Pons J.C., & Parra M. (2000) Les minéraux lourds des sables du littoral de la Guyane française: bilan sur l'origine des dépôts de la plate-forme des Guyanes. *Oceanologica Acta*, **24**, 27–35.
- Record S., Charney N.D., Zakaria R.M., & Ellison A.M. (2013) Projecting global mangrove species and community distributions under climate change. *Ecosphere*, **4**, 1–23.
- Rine J.M. & Ginsburg R.N. (1985) Depositional facies of a mud shoreface in Suriname, South America: a mud analogue to sandy, shallow-marine deposits. *Journal of Sedimentary Research*, **55**, 633–652.
- Saintilan N. & Williams R.J. (1999) Mangrove transgression into saltmarsh environments in South-East Australia. *Global Ecology and Biogeography*, **8**, 1999.

- Saintilan N., Wilson N.C., Rogers K., Rajkaran A., & Krauss K.W. (2014) Mangrove expansion and salt marsh decline at mangrove poleward limits. *Global Change Biology*, **20**, 147–157.
- Spalding M., Kainuma M., & Collins L. (2010) *World atlas of mangroves*. London UK, Washington DC USA.
- Spalding M.D., Blasco E., & Field C.D. (1997) *World Mangrove Atlas*. Paris.
- Stephenson N.L., Das A.J., Condit R., Russo S.E., Baker P.J., Beckman N.G., Coomes D.A., Lines E.R., Morris W.K., Rüger N., Alvarez E., Blundo C., Bunyavejchewin S., Chuyong G., Davies S.J., Duque A., Ewango C.N., Flores O., Franklin J.F., Grau H.R., Hao Z., Harmon M.E., Hubbell S.P., Kenfack D., Lin Y., Makana J.-R., Malizia A., Malizia L.R., Pabst R.J., Pongpattananurak N., Su S.-H., Sun I.-F., Tan S., Thomas D., van Mantgem P.J., Wang X., Wiser S.K., & Zavala M.A. (2014) Rate of tree carbon accumulation increases continuously with tree size. *Nature*, **507**, 90–3.
- Sterl A. & Caires S. (2005) Climatology, variability and extrema of ocean waves: The web-based KNMI/ERA-40 wave atlas. *International Journal of Climatology*, **25**, 963–977.
- Strasser M.A., Vinzon S.B., & Kosuth P. (2002) Bottom structures geometry of the Amazon River. 1185–1193.
- Tanaka N. (2009) Vegetation bioshields for tsunami mitigation: Review of effectiveness, limitations, construction, and sustainable management. *Landscape and Ecological Engineering*, **5**, 71–79.
- Tomlinson P.B. (1986) *The botany of mangroves*. Cambridge.
- Turner R.E. & Lewis R.R. (1996) Hydrologic restoration of coastal wetlands. *Wetlands Ecology and Management*, **4**, 65–72.
- Twilley R.R., Chen R.H., & Hargis T. (1992) Carbon sinks in mangroves and their implications to carbon budget of tropical coastal ecosystems. *Water, Air, and Soil Pollution*, **64**, 265–288.
- Uppala S.M. & Others (2005) The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 2961–3012.

- Valiela I., Bowen J.L., & York J.K. (2001) Mangrove forests: one of the world's threatened major tropical environments. *BioScience*, **51**, 807.
- Wang X.L. & Swail V.R. (2006) Climate change signal and uncertainty in projections of ocean wave heights. *Climate Dynamics*, **26**, 109–126.
- Wells J.T. & Coleman J.M. (1978) Longshore transport of mud by waves: northeastern coast of South America. .
- Williams C.A., Collatz G.J., Masek J., Huang C., & Goward S.N. (2013) Impacts of disturbance history on forest carbon stocks and fluxes: Merging satellite disturbance mapping with forest inventory data in a carbon cycle model framework. *Remote Sensing of Environment*, **151**, 57–71.
- Wong P.P., Losada I.J., Gattusso J.P., Hinkel J., Khattabi A., McInnes K., Saito Y., & Sallenger A. (2014) Coastal systems and low-lying areas. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (ed. by L.L. Field, C.B., Barros, V.R., Dokken, D.J., Mach, K.J., Mastrandrea, M.D., 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), pp. 361–409. Cambridge, New York.
- Woodroffe C.D. (1990) The impact of sea-level rise on mangrove shorelines. *Progress in Physical Geography*, **14**, 483–520.
- Young I.R., Zieger S., & Babanin A. V (2011) Global trends in wind speed and wave height. *Science (New York, N.Y.)*, **332**, 451–455.
- Yulianto E., Rahardjo A.T., Noeradi D., Siregar D.A., & Hirakawa K. (2005) A Holocene pollen record of vegetation and coastal environmental changes in the coastal swamp forest at Batulicin, South Kalimantan, Indonesia. *Journal of Asian Earth Sciences*, **25**, 1–8.

LISTE DES FIGURES

- FIGURE 1: REPARTITION MONDIALE DES MANGROVES ET ABONDANCE SPECIFIQUE SELON HOEKSTRA *ET AL.* (2010). LES COULEURS INDIQUENT LE NOMBRE D'ESPECES REPERTORIEES. LES ESPECES SE REPARTISSENT DANS UNE AIRE OCCIDENTALE (TRAIT NOIR POINTILLE) OU ORIENTALE (TRAIT NOIR PLEIN).I-3
- FIGURE 2: EXEMPLE DE ZONATION DES ESPECES SUR UN GRADIENT TERRE-MER. COUPE SCHEMATIQUE DES FACIES DE MANGROVES DANS LE FOND DE LA BAIE DE BOUENI, MAYOTTE. LE NIVEAU MOYEN DES PLUS BASSES MERS (MLWL) ET LE NIVEAU MOYEN DES PLUS HAUTES MERS (MHWL) SONT INDIQUES. LE GRADIENT DE SALINITE DU SOL AUGMENTE EN REMONTANT LA PENTE.I-4
- FIGURE 3: UNE VASIERE SUR LE LITTORAL DE LA COMMUNE DE MACOURIA, GUYANE.I-7
- FIGURE 4: EROSION COTIERE D'UNE VASIERE GUYANAISE ET DE SA JEUNE MANGROVE.I-8
- FIGURE 5: SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA GUYANE DANS L'ATLANTIQUE TROPICAL. II-12
- FIGURE 6: CARTE GENERALE DE LA GUYANE. II-12
- FIGURE 7: CARTE DES FORMATIONS VEGETALES LITTORALES AUX ENVIRONS DE CAYENNE ET KOUROU EN 2006. D'APRES LES DONNEES ISSUES DU PROGRAMME DE CARTOGRAPHIE DES LITTORAUX AMAZONIENS (PROCLAM). II-13
- FIGURE 8: COUPE DES STRATES LITHOLOGIQUES DE LA PLAINE COTIERE DE GUYANE. D'APRES PROST (1989). II-13
- FIGURE 9: POSITIONS SCHEMATIQUES DES CENTRES D'ACTION ATMOSPHERIQUE INFLUENÇANT LE CLIMAT DE GUYANE. SOURCE : TERRES DE GUYANE 2001. II-15
- FIGURE 10: NORMALES MENSUELLES DE PRECIPITATIONS (P), TEMPERATURES MAXIMALES (T MAX) ET MINIMALES (T MIN) DE LA STATION DE CAYENNE SUR LA PERIODE 1981-2010. DONNEES METEO-FRANCE TELECHARGEES SUR [HTTP://WWW.METEOFRANCE.COM/CLIMAT/OUTREMER/CAYENNE/97302005/NORMALES](http://www.meteofrance.com/climat/outremer/cayenne/97302005/normales). II-16
- FIGURE 11: CARTE DES VENTS DE SURFACE EXPRIMEE EN METRE PAR SECONDE (M.S) SUR LA PERIODE 1968-1996. **A)** MOYENNE D'HIVERS (J-F-M). **B)** MOYENNE D'ETE (J-A-S). DONNEES OBTENUES SUR [HTTP://WWW.ESRL.NOAA.GOV/PSD/DATA/GRIDDED](http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded). II-17
- FIGURE 12: CARTE DES COURANTS DE SURFACE OCEANIQUE DANS L'ATLANTIQUE. **A)** MOYENNES D'HIVER (J-F-M) SUR LA PERIODE 1993-2003. **B)** MOYENNES D'ETE (J-A-S) SUR LA PERIODE 1993-2003. LES DIRECTIONS SONT INDIQUEES PAR LES FLECHES. LES VITESSES EN METRE PAR SECONDE (M.S) SONT INDIQUEES PAR LA LONGUEUR DES FLECHES ET PAR LES COULEURS DE FOND. COURANT DE GUYANE (CG), COURANT NORD BRESIL (CNB), COURANT DU BRESIL (CB), COURANT SUD EQUATORIAL (CSE) ET CONTRE-COURANT NORD EQUATORIAL (CCNE). DONNEES OBTENUES SUR [HTTP://WWW.OSCAR.NOAA.GOV/](http://www.oscar.noaa.gov/)..... II-19
- FIGURE 13: MAREGRAMME DU SOLSTICE D'HIVER 2010 A LA STATION ILES DU SALUT, GUYANE. DONNEES DE PREDICTION ISSUES DU SERVICE HYDROGRAPHIQUE ET OCEANOGRAPHIQUE DE LA MARINE NATIONALE (SHOM). II-21

FIGURE 14: MOYENNES JOURNALIERES DES HAUTEURS (Hs) ET PERIODES (Tm) DES VAGUES SUR LA PERIODE 1960-2004 A 5°N ET 52°O. LES POINTS CORRESPONDENT AU PREMIER ET TROISIEME QUARTILE ET LES CERCLES A LA VALEUR MEDIANE. D'APRES GRATIOT <i>ET AL.</i> (2007).	II-22
FIGURE 15: DECHARGE SEDIMENTAIRE SUR LES 1500 KM DE COTE DES GUYANES DE L'ESTUAIRE DE L'AMAZONE A CELUI DE L'ORENOQUE. LES SEDIMENTS DEVERSEES PAR L'AMAZONE SONT EN PARTIE ACCOLES A LA COTE SOUS FORME DE BANCS DE VASE MIGRANTS VERS LE NORD-OUEST POUSSÉS PAR LES COURANTS COTIERS. INSPIRE DE FROIDEFOND <i>ET AL.</i> (1988).	II-26
FIGURE 16: PHOTOGRAPHIE AERIENNE OBLIQUE D'UNE BARRE VASEUSE ORIENTEE NORD-OUEST SUD-EST EN ZONE D'ARRIERE BANC. MACOURIA, NOVEMBRE 2012.	II-28
FIGURE 17: PHOTOGRAPHIE DU STADE PIONNIER QUI CORRESPOND A LA COLONISATION PAR <i>A. GERMINANS</i> D'UN SUBSTRAT NEOFORME. LES FENTES DE DESSICCATION SONT VISIBLES AU PREMIER PLAN. KOUROU, OCTOBRE 2010.	II-30
FIGURE 18: PHOTOGRAPHIE D'UN PEUPEMENT ADULTE D' <i>A. GERMINANS</i> . PONT TRESOR, NOVEMBRE 2012.	II-32
FIGURE 19: PHOTOGRAPHIE DU SYSTEME RACINAIRE D'UN <i>A. GERMINANS</i> ADULTE DANS UNE ZONE EN EROSION SUR LA RIVE OUEST DE LA RIVIERE CAYENNE EN NOVEMBRE 2012. EN GUYANE, ON ESTIME GROSSIEREMENT QUE 40% DE LA BIOMASSE D' <i>A. GERMINANS</i> POURRAIENT RESIDER DANS SON SYSTEME RACINAIRE.....	II-34
FIGURE 20: IRACOUBO VU EN a) 1950 PAR PHOTOGRAPHIE AERIENNE PANCHROMATIQUE DE L'IGN ET EN b) 2001 PAR COMPOSITION COLOREE FAUSSE COULEUR D'UNE IMAGE SATELLITE SPOT.	III-45
FIGURE 21: EXEMPLE DE DIAGRAMME DE HOVMÖLLER. ANOMALIES DES VITESSES MOYENNES MENSUELLES DES COURANTS DE SURFACE OCEANIQUE EXPRIMEES EN METRES PAR SECONDE LE LONG DE L'AXE 5° DE LATITUDE NORD ENTRE 1992 ET 2012.....	III-47
FIGURE 22: ILLUSTRATION DU CALCUL DE SURFACE DE MANGROVE (POLYGONE ROUGE), DE DISTANCE DU TRAIT DE COTE A MANGROVE (POINT ROUGE) ET DU TRAIT DE COTE D'ARRIERE MANGROVE OU CORDON LITTORAL (POINT ROSE) DANS UNE GRILLE DE TRANSECTS/CELLULES COTIERS DE 100 M DE LARGEUR. EN BLEU L'EAU, EN VERT LA MANGROVE ET EN JAUNE LE CONTINENT.	III-47
FIGURE 23: SCHEMATISATION D'UNE QUADRATURE TEMPORELLE ENTRE DEUX MODES. .III-51	
FIGURE 24: DIAGRAMME DE HOVMÖLLER DES SURFACES DE MANGROVE AVANT INTERPOLATION. LES DONNEES MANQUANTES SONT AFFICHEES EN BLANC.	III-53
FIGURE 25: DIAGRAMME DE HOVMÖLLER DES SURFACES DE MANGROVE APRES INTERPOLATION.....	III-53
FIGURE 26: ERREURS QUADRATIQUES MOYENNES (RMSE) LIEES A L'INTERPOLATION TEMPORELLE DES DONNEES DE SURFACES DE MANGROVE MANQUANTES.....	III-54
FIGURE 27: CARTE DE L'EROSION COTIERE DES RIZIERES DE MANA. LE RECU MAXIMUM OBSERVE EST D'ENVIRON 60 M.AN ⁻¹ EN FACE DE COUACHIMANA. LA PALETTE DES COULEURS VA DU BLEU VIF (1950) VERS LE ROUGE VIF (2014) EN PASSANT PAR LE JAUNE (ANNEES 1980). LE FOND CARTOGRAPHIQUE EN NOIR ET BLANC CORRESPOND A LA CARTE TOPOGRAPHIQUE AU 1:50 000EME DE L'IGN.	III-55

FIGURE 28: CARTE DES FLUCTUATIONS COTIERES DANS LA REGION DE MANA. L'ENVELOPPE DE FLUCTUATION MAXIMALE EST D'ENVIRON 3500 M. LA ZONE A SUBI UNE FORTE TENDANCE A L'EROSION DEPUIS 1950 MAIS PROGRESSE DE NOUVEAU EN FACE DE MANA DEPUIS LES ANNEES 2000-2010 (ORANGE-ROUGE). MEME LEGENDE QUE LA FIGURE 17.	III-56
FIGURE 29: CARTES DES FLUCTUATIONS DU TRAIT DE COTE A MANGROVE DANS LA REGION D'IRACOUBO. L'ENVELOPPE DE FLUCTUATION MAXIMALE EST D'ENVIRON 6000 M. MEME LEGENDE QUE LA FIGURE 17.	III-56
FIGURE 30: CARTE DE LA FLUCTUATION DU TRAIT DE COTE A MANGROVE DANS LA REGION DE SINNAMARY. L'ENVELOPPE DE FLUCTUATION MAXIMALE EST D'ENVIRON 4000 M SUR LA RIVE DROITE. MEME LEGENDE QUE LA FIGURE 17.	III-56
FIGURE 31: CARTE DE LA FLUCTUATION DU TRAIT DE COTE A MANGROVE DANS LA REGION DE KOUROU. LE TRAIT DE COTE N'A FLUCTUEE QUE DANS LES ANNEES 1980-1990 (JAUNE-ORANGE). SUR LA RIVE DROITE DU KOUROU, LE TRAIT DE COTE A RECOMMENCE A FLUCTUER DANS LES ANNEES 2000-2010 (ROUGE). L'ENVELOPPE DE FLUCTUATION MAXIMALE EST D'ENVIRON 2500 M. MEME LEGENDE QUE LA FIGURE 17.	III-57
FIGURE 32: CARTE DE LA FLUCTUATION DU TRAIT DE COTE A MANGROVE DANS LA REGION TONATE-MACOURIA. L'ENVELOPPE DE FLUCTUATION MAXIMALE EST D'ENVIRON 3500 M A L'ESTUAIRE DE LA CRIQUE MACOURIA (LA CESAREE). EN FACE DE CAYENNE, LE TRAIT DE COTE A FLUCTUE DANS LES ANNEES 1955, 1985, ET 2005 AVEC UNE ENVELOPPE MAXIMALE DE 1000M. MEME LEGENDE QUE LA FIGURE 17.	III-57
FIGURE 33: CARTE DE LA FLUCTUATION DU TRAIT DE COTE A MANGROVE DANS LA REGION DE KAW. L'ENVELOPPE DE FLUCTUATION MAXIMALE EST D'ENVIRON 4500 M SUR LA RIVE GAUCHE DE L'ESTUAIRE DE L'APPROUAGUE. MEME LEGENDE QUE LA FIGURE 17.	III-57
FIGURE 34: CARTE DE LA FLUCTUATION DU TRAIT DE COTE A MANGROVE DANS LA REGION DE LA POINTE BEHAGUE. L'ENVELOPPE DE FLUCTUATION MAXIMALE EST D'ENVIRON 2500 M. MEME LEGENDE QUE LA FIGURE 17.	III-58
FIGURE 35: TOTAL ANNUEL DES SURFACES DE MANGROVE EN GUYANE ENTRE 1950 ET 2014 (LIGNE NOIRE) AVEC INTERVALLES DE CONFIANCE A 95% LIES AUX INCERTITUDES CARTOGRAPHIQUES ET A L'INTERPOLATIONS DES DONNEES MANQUANTES (TIRETES ROUGES).	59
FIGURE 36: LES 2 PREMIERS MODES RESULTANT DE LA DECOMPOSITION EN FONCTIONS EMPIRIQUES ORTHOGONALES (EOF) DU DIAGRAMME DE HOVMÖLLER DES SURFACES DE MANGROVE. POUR RETROUVER LA VRAIE VALEUR DE SURFACE DU DIAGRAMME, IL FAUT MULTIPLIER LE COEFFICIENT TEMPOREL D'UNE ANNEE DONNEE (HAUT) PAR LE COEFFICIENT DE CO-VARIATION SPATIAL D'UNE CELLULE COTIERE DONNEE (DESSOUS) ET PAR LE TAUX DE VARIABILITE TOTALE EXPLIQUEE PAR LE MODE (MODE 1 = 0,54 ET MODE 2 = 0,24) ET AJOUTER LA MOYENNE TEMPORELLE DE CETTE CELLULE.	60
FIGURE 37: PART DE LA VARIANCE EXPLIQUEE (%) PAR CHACUN DES MODES ISSUES DE LA DECOMPOSITION EN FONCTIONS EMPIRIQUES ORTHOGONALES COMPLEXES (CEOF).	61

FIGURE 38: COEFFICIENTS TEMPORELS TEMPOREL DES 4 PREMIERS MODES ISSUS DE LA DECOMPOSITION EN FONCTIONS EMPIRIQUE ORTHOGONALES COMPLEXES (CEOF). LES BARRES REPRESENTENT LA VRAIE PARTIE (REAL PART) DU SIGNAL TEMPOREL DU MODE. LA PART DE LA VARIABILITE DU JEU DE DONNEES CAPTUREE EST INDIQUEE EN POURCENTAGE DE L'AUTO-COVARIANCE TOTALE.	62
FIGURE 39: CORRELATIONS COMPLEXES ENTRE LE SIGNAL TEMPOREL DES MODES (FIGURE 28) ET CELUI DE CHAQUE CELLULE COTIERE EN ABCISSE. LA LONGUEUR DE LA LIGNE INDIQUE L'AMPLITUDE DE LA CORRELATION. L'ORIENTATION DE LA LIGNE INDIQUE LE DECALAGE TEMPOREL ENTRE LES DEUX SIGNAUX. UNE LIGNE POINTANT VERS LE HAUT (BAS) INDIQUE UNE CORRELATION POSITIVE (NEGATIVE) SANS RETARD. UNE LIGNE POINTANT VERS LA GAUCHE (DROITE) INDIQUE QUE LE SIGNAL TEMPOREL DE LA CELLULE COTIERE EST EN AVANCE (EN RETARD) PAR RAPPORT AU SIGNAL DU MODE.	64
FIGURE 40: RECONSTRUCTION DE LA MATRICE A PARTIR CHAQUE MODE INDIVIDUEL. LES MODE 1, 2, 3 ET 4 CORRESPONDENT RESPECTIVEMENT A DES CYCLES DE 64, 38, 26 ET 18 ANS ET REPRESENTENT RESPECTIVEMENT 74,6%, 15,1%, 6,6% ET 1,7% DE LA VARIABILITE TOTALE.	65
FIGURE 41: PROJECTION SUR LA PERIODE 1900-2050 DES 4 CYCLES COTIERS DETECTES PAR LA DECOMPOSITION EN FONCTION EMPIRIQUES ORTHOGONALES COMPLEXES (CEOF). LE CYCLE A 64 ANS, 38 ANS, 26 ANS ET 18 ANS CORRESPONDENT RESPECTIVEMENT AU MODE 1 ($R^2 = 0,93$), MODE 2 ($R^2 = 0,86$), MODE 3 ($R^2 = 0,97$) ET MODE 4 ($R^2 = 0,84$). ILS REPRESENTENT RESPECTIVEMENT 74,8%, 15,1%, 6,6% ET 1,7% DE LA VARIABILITE TOTALE DU JEU DE DONNEES, SOIT ENVIRON 98%.	67
FIGURE 42: EXTRAPOLATION DANS LE PASSE ET LE FUTUR DES SURFACES DE MANGROVE A PARTIR D'UNE RECONSTRUCTION FONDEE SUR LES 4 CYCLES PRESENTES EN FIGURE 41. LA LIGNE ROUGE INDIQUE LA SITUATION ACTUELLE EN 2014.	69
FIGURE 43: EXTRAPOLATION DANS LE PASSE ET LE FUTUR DE LA SUPERFICIE TOTALE DES MANGROVES DE GUYANE A PARTIR D'UNE RECONSTRUCTION FONDEE SUR LES 4 CYCLES PRESENTES EN FIGURE 41.	69
FIGURE 44: CLIMATOLOGIE MENSUELLE DES HAUTEURS SIGNIFICATIVES DE VAGUES (H_S) EXPRIMEES EN METRES DANS L'ATLANTIQUE NORD SUR LA PERIODE 1958-2002. LE CARRE NOIR INDIQUE LA POSITION DE LA GUYANE.	IV-82
FIGURE 45: CLIMATOLOGIE MENSUELLE DES PERIODES MOYENNES DE VAGUES (T_M) EXPRIMEES EN SECONDES DANS L'ATLANTIQUE NORD SUR LA PERIODE 1958-2002. LE CARRE NOIR INDIQUE LA POSITION DE LA GUYANE.	IV-83
FIGURE 46: CLIMATOLOGIE MENSUELLE DANS L'ATLANTIQUE NORD SUR LA PERIODE 1958-2002 DES DIRECTIONS MOYENNES DES VAGUES (θ_M) EXPRIMEES EN DEGRES SUIVANT LA CONVENTION METEOROLOGIQUE, C.A.D. 0° INDIQUE « PROVENANT DU NORD » ET 90° « PROVENANT DE L'EST ». LE CARRE NOIR INDIQUE LA POSITION DE LA GUYANE.	IV-84
FIGURE 47: CLIMATOLOGIE HIVERNALE (DJFM) SUR LA PERIODE 1958-2002 DES HAUTEURS SIGNIFICATIVES (H_S), PERIODES MOYENNES (T_M) ET DIRECTIONS MOYENNES (θ_M) DES VAGUES DANS L'ATLANTIQUE NORD.	IV-84

FIGURE 48: TAUX DE COVARIANCE EXPLIQUEE PAR LES MODES EOF SUR LES HAUTEURS SIGNIFICATIVES (H_s), LES PERIODES MOYENNES (T_M) ET LES DIRECTIONS MOYENNES (θ_M) DES VAGUES D'HIVER EN ATLANTIQUE NORD.	IV-85
FIGURE 49: COEFFICIENTS TEMPORELS DES MODES 1 (PC1) DE LA DECOMPOSITION EN EOF DES HAUTEURS SIGNIFICATIVES (H_s), PERIODES MOYENNES (T_M) ET DIRECTIONS MOYENNES (θ_M) DES VAGUES D'HIVER EN ATLANTIQUE NORD.	IV-86
FIGURE 50: COEFFICIENTS SPATIAUX (EOF) DU PREMIER MODE DE LA DECOMPOSITION EN EOF DES HAUTEURS SIGNIFICATIVES (H_s), PERIODES MOYENNES (T_M) ET DIRECTIONS MOYENNES (θ_M) DES VAGUES D'HIVER EN ATLANTIQUE NORD.	IV-86
FIGURE 51: RECONSTRUCTION D'INDICES REGIONAUX [60°-40°E 2.5°-10°N] BASES SUR LES PREMIERS MODES DE HAUTEURS SIGNIFICATIVES (H_s), PERIODES MOYENNES (T_M) ET DIRECTIONS MOYENNES (θ_M) DES VAGUES D'HIVER SUR L'ATLANTIQUE NORD.	IV-87
FIGURE 52: TAUX DE COVARIANCE EXPLIQUEE PAR LES MODES SVD SUR LES COUPLES SURFACES DE MANGROVES (M_s) ET HAUTEURS SIGNIFICATIVES (H_s), SURFACES DE MANGROVES (M_s) ET PERIODES MOYENNES (T_M) ET SURFACES DE MANGROVES (M_s) ET DIRECTIONS MOYENNES (θ_M) DES VAGUES D'HIVER EN ATLANTIQUE NORD.	IV-87
FIGURE 53: COEFFICIENTS TEMPORELS DE COVARIANCE ISSUS DU PREMIER MODE DE LA DECOMPOSITION EN VALEURS SINGULIERES (SVD) ENTRE SURFACES DE MANGROVES (M_s) ET RESPECTIVEMENT LES HAUTEURS SIGNIFICATIVES (H_s), LES PERIODES MOYENNES (T_M) ET LES DIRECTIONS MOYENNES (θ_M) DES VAGUES D'HIVER (DJFM) EN ATLANTIQUE NORD.	IV-88
FIGURE 54: COEFFICIENTS SPATIAUX DE COVARIANCE ISSUS DE LA DECOMPOSITION EN VALEURS SINGULIERES (SVD) ENTRE SURFACES DE MANGROVES (M_s) ET RESPECTIVEMENT LES HAUTEURS SIGNIFICATIVES (H_s), LES PERIODES MOYENNES (T_M) ET LES DIRECTIONS MOYENNES (θ_M) DES VAGUES D'HIVER (DJFM) EN ATLANTIQUE NORD.	IV-90
FIGURE 55: RECONSTRUCTION DES HAUTEUR DE LA SURFACE DE LA MER (SSH EN ANGLAIS) ENTRE 1950 ET 2001 D'APRES LES TRAVAUX DE CHURCH & WHITE (2004). DONNEES MENSUELLES MOYENNEES SUR LA ZONE OCEANIQUE EN FACE LA COTE AMAZONE-ORENOQUE [4°-10°N ; 40°-57°E]. LES HAUTEURS NE SONT PAS CALEES SUR UN GEOÏDE. LE ZERO EST UN NIVEAU STATISTIQUE, LES DIFFERENCES DANS LE TEMPS SONT CONSERVEES. LA VARIABILITE SAISONNIERE EST ENLEVEE.	IV-90
FIGURE 56: HAUTEUR DE LA SURFACE DE LA MER (SSH EN ANGLAIS) AU-DESSUS DU GEOÏDE D'APRES LES DONNEES D'ALTIMETRIE SPATIALES (JASON) DISTRIBUEES PAR AVISO. DONNEES MENSUELLES MOYENNEES SUR LA ZONE OCEANIQUE EN FACE LA COTE AMAZONE-ORENOQUE [4°-10°N ; 40°-57°E].	IV-90
FIGURE 57: INDICE DE L'OSCILLATION NORD ATLANTIQUE (NAO) POUR LES MOIS D'HIVER (DJFM).	IV-91
FIGURE 58: INDICE DE L'OSCILLATION MULTI-DECENNALE ATLANTIQUE (AMO EN ANGLAIS). MOYENNES ANNUELLES DE L'INDICE MENSUEL (BARRES) ET LISSAGE SUR 121 MOIS. DONNEES FOURNIES PAR LE EARTH SYSTEM RESEARCH LABORATORY, PHYSICAL SCIENCE DIVISION DE LA NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (USA).	IV-91

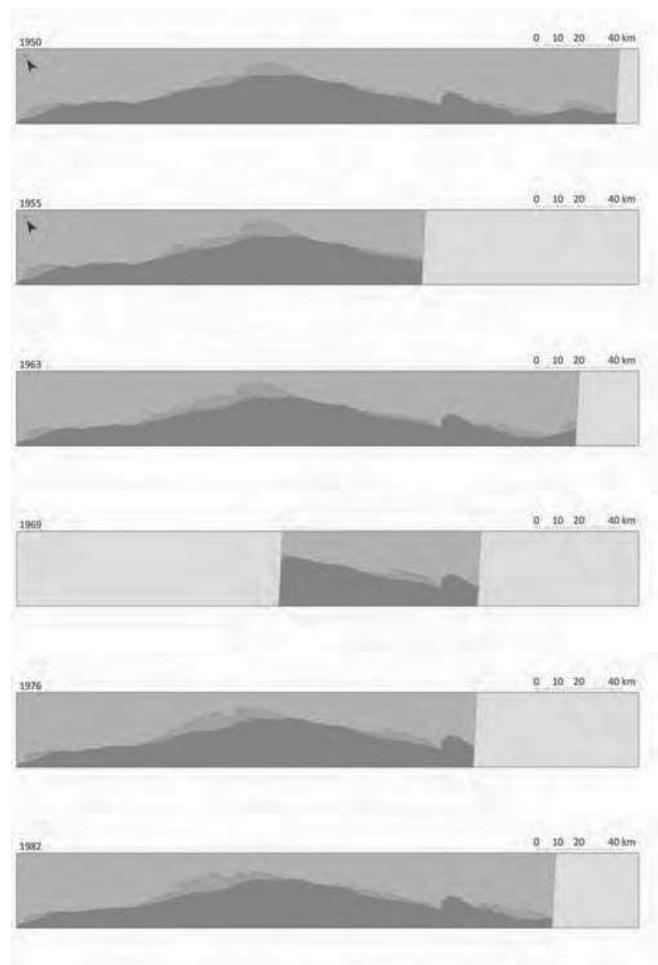
- FIGURE 59: PHOTOGRAPHIE ILLUSTRANT L'ARRIVEE DES COHORTES SUCCESSIVES ET L'ORGANISATION DE LA STRUCTURE FORESTIERE EN SURFACES D'AGE EGAL (BANC DE VASE DE KOUROU 2011). AU PREMIER PLAN, DE JEUNES PLANTULES D'A. GERMINANS DE 50 CM DE HAUT (AGES DE QUELQUES MOIS). AU TROISIEME PLAN, DEUX JEUNES ARBUSTES DE 1,5M (1 AN D'AGE). AU DERNIER PLAN, UNE JEUNE MANGROVE EN BANDE (2 ANS) ET AU DERNIER PLAN UNE VIEILLE MANGROVE (> 50 ANS). V-99
- FIGURE 60: MANGROVE ADULTE (198 T DM.HA-1) SITUEE PRES ROUTE DE GUATEMALA (COORDONNEES 561733N, 327874E, PROJECTION UTM22N WGS84). LE PEUPLEMENT EST COMPOSE UNIQUEMENT D'A. GERMINANS ET D'UN SOUS-BOIS A ACROSTICHUM AUREUM. V-100
- FIGURE 61: ARRIERE MANGROVE SITUEE EN LIMITE D'UN CHENIER (CORDON LITTORAL SABLEUX). LA VEGETATION EST CARACTERISTIQUE DES ESPECES DE FORET SUR SABLE A HYMENEA COURBARIL. V-101
- FIGURE 62: SCHEMATISATION DE L'ALGORITHME DE DETERMINATION DE L'AGE DE MANGROVE THEORIQUE A PARTIR D'UN RASTER MULTICOUCHE. LE RASTER EST IMPORTE SOUS LA FORME DU TABLEAU A. LES AGES THEORIQUES MINIMUM (a_{min}) ET MAXIMUM (a_{max}) SONT CALCULES EN COMPTANT LE NOMBRE DE CELLULES DANS LA DIMENSION TEMPORELLE (t). V-102
- FIGURE 63: DATATION DU SITE D'INVENTAIRE FORESTIER KA14 INVENTORIE EN 2004. A) QUICKLOOK DE L'IMAGE SATELLITE LANDSAT DE 1999 (LE72270571999286EDC00) MONTRANT L'ABSENCE DE VEGETATION SUR LA PARCELLE. B) QUICKLOOK DE L'IMAGE SATELLITE LANDSAT DE 2000 (LE72270572000209EDC00) MONTRANT LA PRESENCE DE VEGETATION SUR LA PARCELLE. ON DEDUIT QUE L'INSTALLATION DE LA MANGROVE SUR LA PARCELLE INVENTORIEE EN 2014 N'AVAIT PAS MOINS DE 4 ANS ET PAS PLUS DE 5 ANS. V-107
- FIGURE 64: EMPRISE GEOGRAPHIQUE DES REGIONS UTILISEES EN FIGURE 65. V-107
- FIGURE 65: HISTOGRAMMES DE DISTRIBUTION DES AGES DE MANGROVE SELON LES REGIONS DU LITTORAL GUYANAIS EN 2014. LES BATONS REPRESENTENT DES CLASSES DE 5 ANS DONT LA LIMITE SUPERIEURE EST INDIQUEE EN ABCISSE. V-108
- FIGURE 66: MODELE DE CROISSANCE EN BIOMASSE DES MANGROVES. LA REGRESSION (LIGNE NOIRE) PERMET DE PREDIRE LA BIOMASSE AERIENNE A L'HECTARE D'UNE MANGROVE A PARTIR DE SON AGE DANS LA LIMITE D'UNE ERREUR QUADRATIQUE MOYENNE DE ± 37.84 T DM. HA⁻¹. LE MODELE A ETE DEVELOPPE A PARTIR DE L'INVENTAIRE DE 21 PARCELLES D'AGE CONNU (POINTS ORANGE ETIQUETES). LES INTERVALLES DE CONFIANCE A 95% SONT REPRESENTES PAR LES POINTILLES ROUGES. V-109
- FIGURE 67: CARTE DES BIOMASSES AERIENNES DES MANGROVES DE LA REGION DE MANA-ORAGANABO (A), IRACOUBO-SINNAMARY (B), CSG-KOUROU-MACOURIA (C), KAW-BEHAGUE (D) ET CAYENNE (E) EN 2014, AFFICHEE SUR UNE MOSAÏQUE LANDSAT 8, TM3 (CANAL ROUGE). V-110

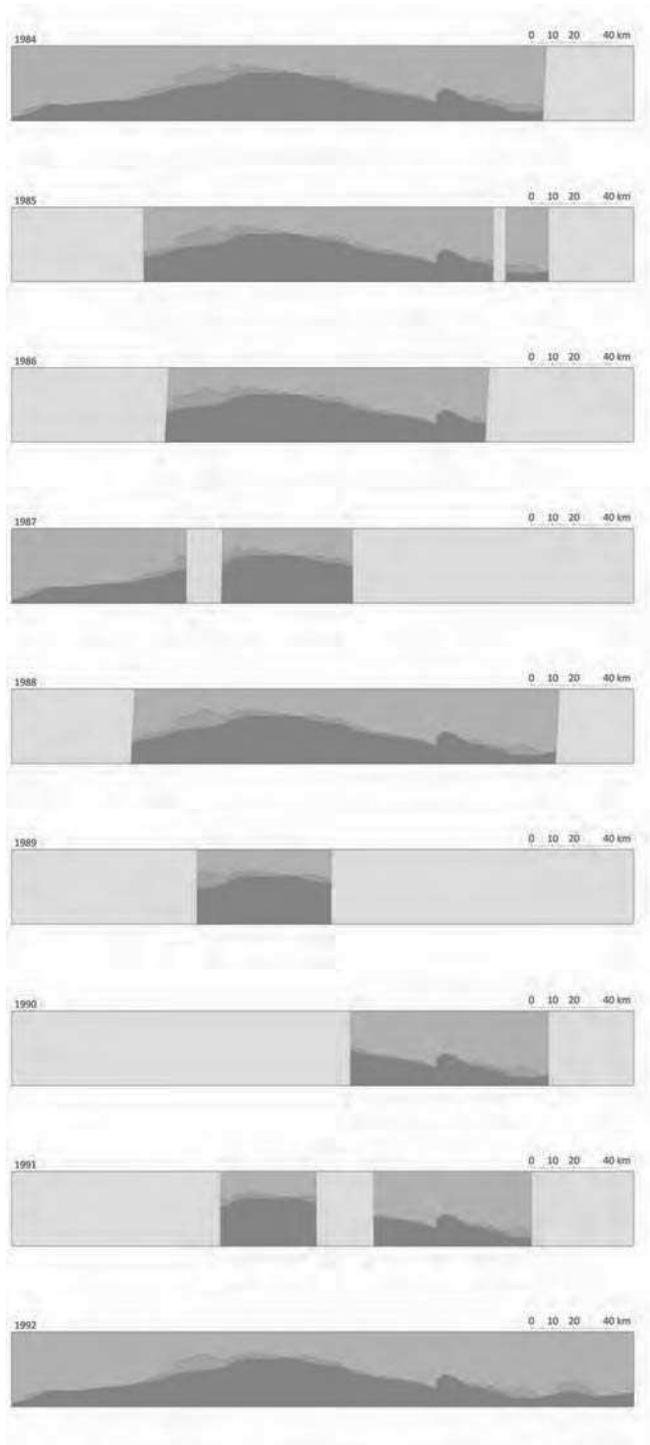
LISTE DES TABLEAUX

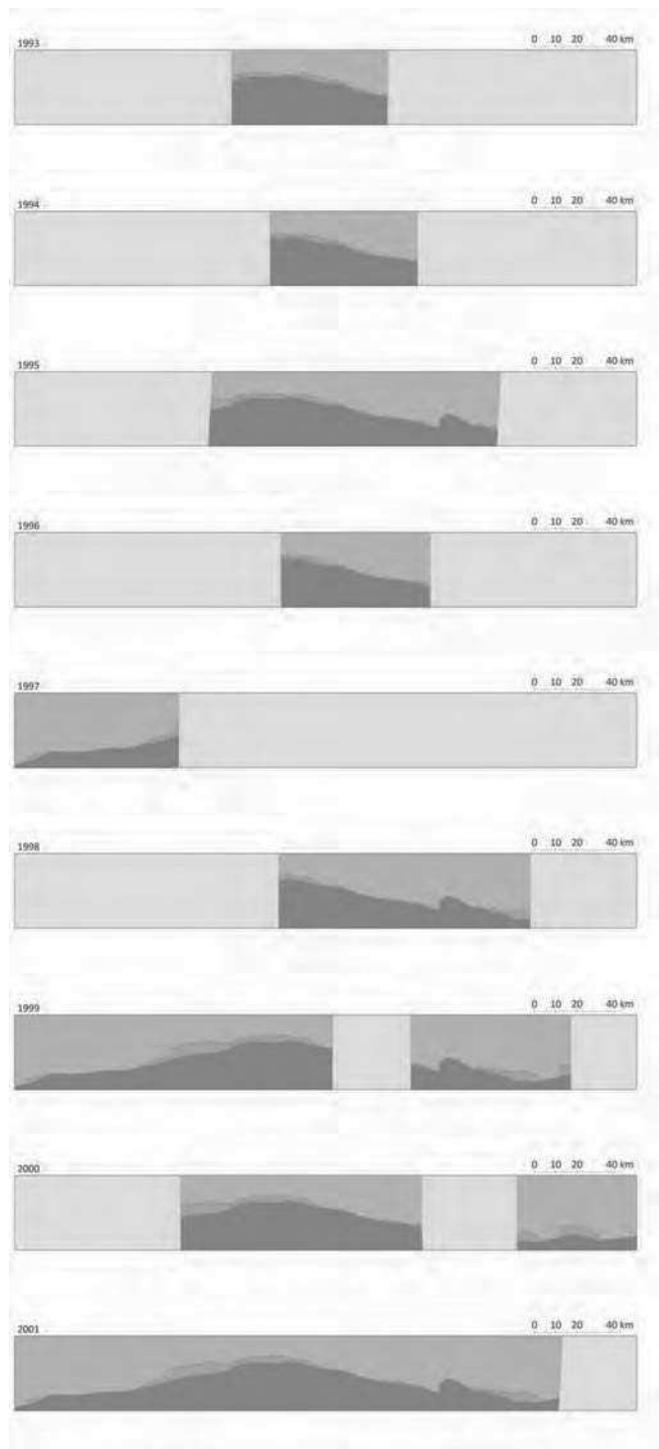
TABLEAU 1: REFERENCES ALTIMETRIQUES MARITIMES POUR LA STATION ILES DU SALUT, GUYANE (15).	II-20
TABLEAU 2: CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DES STADES DE DEVELOPPEMENT DE L'ECOSYSTEME MANGROVE EN GUYANE. DONNEES PUBLIEES PAR FROMARD <i>ET AL.</i> (2004).	II-31
TABLEAU 3 : CARACTERISTIQUES DES PHOTOGRAPHIES AERIENNES UTILISEES.....	III-42
TABLEAU 4: CARACTERISTIQUES DES IMAGES SATELLITES UTILISEES.....	III-42
TABLEAU 5: TABLEAU DES ERREURS QUADRATIQUES MOYENNES (RMSE) EN METRES LIEES A LA CARTOGRAPHIE. ERREUR DE DIGITALISATION (Ed), ERREUR DE PIXEL (Ep), ERREUR DE RECTIFICATION (Er), ERREUR LINEAIRE (El) ET ERREUR DE SURFACE (Es).	III-54
TABLEAU 6: DESCRIPTION DES PARCELLES INVENTORIEES.....	V-104
TABLEAU 7: DATATION DES PARCELLES INVENTORIEES.	V-104

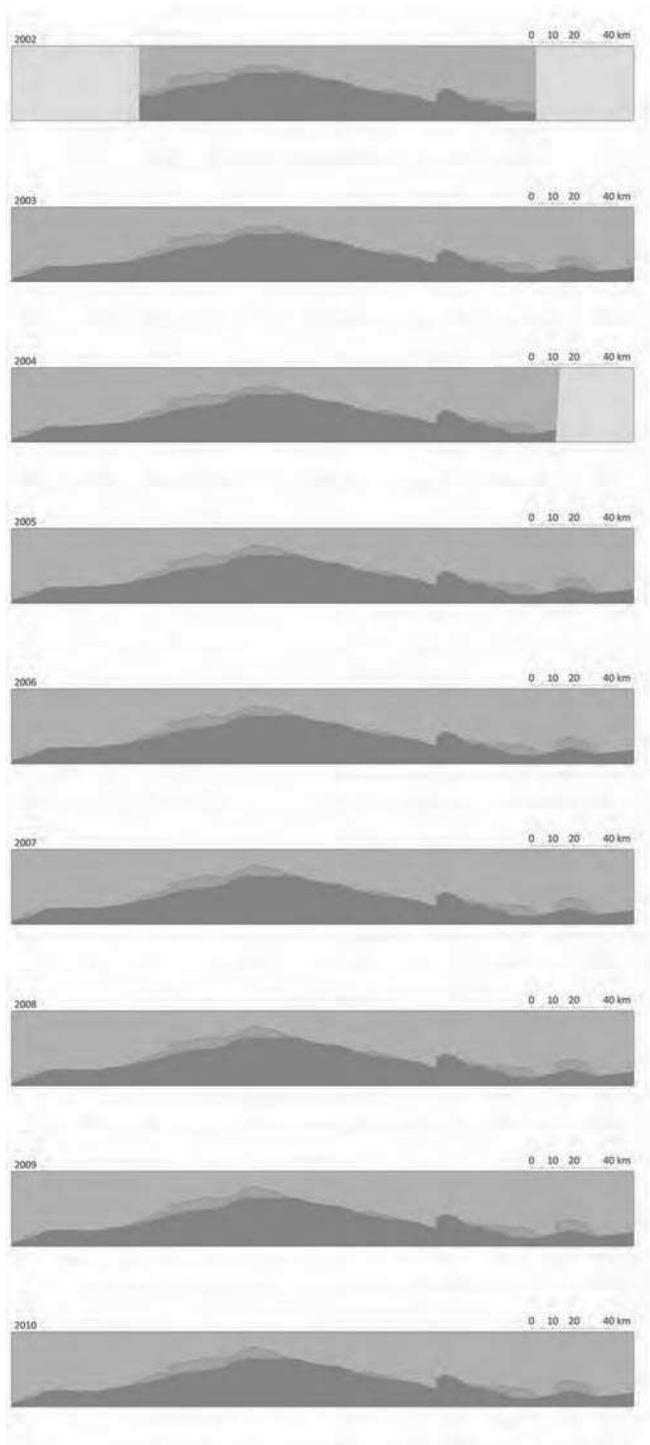
ANNEXE DES CARTES

Cette annexe présente les cartes d'occupation des sols de la bande littorale en Guyane entre de 1950 à 2014 obtenues par photo-interprétation et digitalisation manuelle. **En vert**, les surfaces de mangrove, en **marron foncé** les surfaces continentales, en **marron clair** les surfaces de eau ou en vase nue et **en gris** les surfaces non-imaginées.









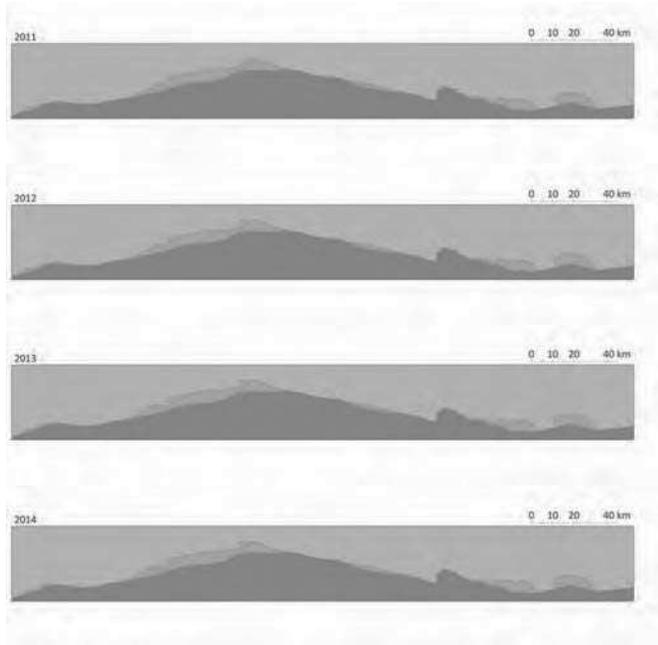


TABLE DES MATIERES

Résumé.....	ii
Abstract	iv
Avant-propos	vi
Remerciements.....	viii
Liste des publications.....	x
Premier auteur	x
Co-auteur.....	x
Liste des communications.....	xii
Premier auteur	xii
Co-auteur.....	xii
Sommaire	xiv
Chapitre I. Introduction	I-1
I.A. La mangrove, le climat et le cycle du carbone côtier.....	I-2
I.A.1. La végétation des mangroves	I-2
I.A.1. Répartition géographique de la mangrove dans le monde	I-3
I.A.2. La zonation spatiale en mangrove	I-4
I.A.3. La dynamique spatiale des mangroves et la question climatique ..	I-5
I.A.4. Les services écosystémiques rendus par la mangrove et la question du carbone	I-5
I.B. Le littoral de Guyane : un modèle d'étude	I-6
I.B.1. Une mangrove largement préservée	I-7
I.B.2. Une mangrove exceptionnellement dynamique	I-7
I.B.3. Une mangrove bien surveillée	I-8
I.C. Problématique scientifique et questions de recherche	I-9
I.D. Organisation du mémoire.....	I-9
Chapitre II. Revue générale des connaissances sur l'environnement physique littoral	II-11
II.A. Situation géographique	II-12
II.B. L'assise géologique	II-12
II.C. L'influence climatique.....	II-14
II.C.1. Les centres d'action atmosphérique.....	II-14
II.C.2. Les saisons.....	II-16
II.C.3. Le régime des vents	II-17
II.D. L'influence hydro-sédimentaire	II-18
II.D.1. Les conditions hydrodynamiques générales de la zone	II-19
a. Les courants de surface	II-19
b. Les marées	II-20
c. Les vagues et les houles	II-21
II.D.2. Le système de dispersion des sédiments amazoniens	II-23

a. L'apport de l'Amazone	II-23
b. La formation des bancs de vase migrants	II-25
c. Morphologie des bancs de vase	II-27
II.E. Conséquences sur la structure et le fonctionnement des mangroves	II-29
II.E.1. Zonation en mangrove côtière et mangrove ripicole.....	II-29
II.E.2. Les trajectoires de développement de l'écosystème.....	II-31
II.E.3. Implications pour la production, le stockage et le devenir de la biomasse	II-32
a. La forte productivité du compartiment aérien	II-32
b. Un compartiment souterrain moins connu.....	II-33
c. La dégradation de la biomasse	II-35
d. L'exportation du carbone.....	II-35
Chapitre III. Dynamique spatiale des mangroves (1950-2014).....	III-37
III.A. Résumé.....	III-38
III.B. Introduction.....	III-38
III.B.1. Revue des études précédentes	III-38
III.B.2. Objectifs	III-40
III.C. Matériel et méthodes	III-40
III.C.1. Données sources	III-40
III.C.2. Traitements cartographiques.....	III-41
a. Le géo-référencement.....	III-41
b. Digitalisation de couches d'occupation du sol	III-45
c. Génération des diagrammes de Hovmöller	III-46
d. Interpolation des données manquantes	III-49
III.C.3. Evaluation de l'incertitude	III-49
a. Les erreurs cartographiques.....	III-49
b. Les erreurs d'interpolation.....	III-49
III.C.4. Reconstruction cartographique des données interpolées.....	III-50
III.C.5. Traitements statistiques des résultats	III-50
a. Analyse de la variabilité côtière par fonctions empiriques orthogonales (EOF)	III-50
b. Analyse de la variabilité côtière non stationnaire par fonctions empiriques orthogonales complexes (CEOF)	III-51
c. Coefficients de corrélation	III-52
III.D. Résultats	III-52
III.D.1. Résultats des analyses d'auto-covariance	59
a. Détection de la dérive littorale par EOF standard.....	59
b. Caractérisation des principaux signaux temporels migrants par CEOF	60
c. Caractérisation des principales dynamiques spatiales migrantes...	62
III.E. Discussion et conclusion	66
III.E.1. Comparaison des nouveaux résultats avec les travaux antérieurs	66

III.E.2. Essai d'extrapolation prospective et rétrospective des surfaces de mangrove de 1900 à l'horizon 2050.....	67
Chapitre IV. Forçages atmosphériques.....	IV-71
IV.A. Résumé	IV-72
IV.B. Introduction	IV-72
IV.B.1. Causes humaines directes	IV-72
IV.B.2. Le changement climatique.....	IV-73
a. L'impact de l'augmentation du CO ₂	IV-73
b. L'impact de la hausse du niveau moyen des mers.....	IV-73
c. L'impact de la hausse des températures	IV-74
d. L'impact de l'augmentation des cyclones	IV-74
IV.B.3. Les impacts climatiques d'origine naturelle	IV-75
a. L'impact des cycles solaires.....	IV-75
b. L'impact des cycles lunaires	IV-76
IV.B.4. Les impacts climatiques d'origines internes	IV-76
IV.B.5. Les vagues océaniques.....	IV-77
IV.B.6. Objectifs du chapitre	IV-77
IV.C. Données utilisées.....	IV-77
IV.C.1. Les surfaces des mangroves (M _S).....	IV-77
IV.C.2. Le niveau moyen de la mer (MSL).....	IV-78
IV.C.3. Les vagues (H _S , T _M , θ _M).....	IV-78
IV.C.4. Les indices climatiques multi-décennaux	IV-79
IV.D. Méthodes.....	IV-80
IV.D.1. Les fonctions empiriques orthogonales (EOF).....	IV-80
IV.D.2. Les décompositions en valeurs singulières (SVD).....	IV-80
IV.E. Résultats	IV-81
IV.E.1. Analyse de la variabilité multi-décennale des champs de vagues en Atlantique Nord.....	IV-81
IV.E.2. Covariance des surfaces de mangrove et des champs de vagues.....	IV-88
IV.E.3. Niveau moyen de la mer et surfaces de mangroves.....	IV-89
IV.E.4. Le rôle des oscillations climatiques dans l'Atlantique Nord ...	IV-90
IV.F. Discussion et conclusion	IV-92
Chapitre V. Quantification des biomasses.....	V-95
V.A. Résumé	V-96
V.B. Introduction	V-96
V.B.1. La mangrove, un milieu naturellement riche en carbone	V-96
V.B.2. La quantification des biomasses en mangrove par télédétection	V-96
V.B.3. Dériver la biomasse à partir de l'âge d'une forêt	V-98
V.B.4. Objectif du chapitre	V-98
V.C. Matériel et méthodes.....	V-98
V.C.1. Aire d'étude	V-98
V.C.2. Cartographie de l'âge des mangroves	V-101

V.C.3. Modèle de croissance des biomasses en fonction de l'âge de la mangrove	V-103
a. Données des inventaires forestiers	V-103
b. Datation des parcelles.....	V-103
V.C.4. Calcul des biomasses aériennes.....	V-106
V.C.5. Forme de l'équation	V-106
V.D. Résultats	V-107
V.D.1. Structure et distribution des âges de mangrove	V-107
V.D.2. Modèle de croissance des biomasses en fonction de l'âge de la mangrove	V-110
V.D.3. Cartographie et quantification des biomasses	V-111
V.E. Discussion	V-111
V.E.1. L'influence des marais sub-côtiers	V-111
V.E.2. La forme du modèle de croissance des biomasses	V-112
V.F. Conclusion	V-113
Chapitre VI. Synthèse et perspectives	VI-115
VI.A. Rappel des objectifs de la thèse	VI-116
VI.B. Résultats majeurs obtenus	VI-117
VI.B.1. L'évolution des surfaces de mangrove au pas de temps annuel depuis 1950.....	VI-117
VI.B.2. Caractérisation des cycles de résilience de la mangrove.....	VI-117
VI.B.3. Relation entre surfaces de mangrove et hauteurs, périodes et directions des vagues à l'échelle multi-décennale.....	VI-118
VI.B.4. Identification du rôle des oscillations climatiques multi-décennales	VI-119
VI.B.5. Cartographie de la structure des biomasses aériennes en 2014	VI-119
VI.C. Discussion générale	VI-120
VI.C.1. Les mécanismes hydro-sédimentaires qui justifient l'hypothèse climatique	VI-120
VI.C.2. L'impact du changement climatique sur les mangroves de Guyane	VI-122
VI.C.3. Conséquences des dynamiques côtières sur le cycle du carbone côtier en Guyane.....	VI-123
VI.D. Perspectives de recherche.....	VI-124
VI.D.1. Dynamique des côtes à mangrove du Surinam et du Guyana....	VI-124
VI.D.2. Dynamique de la turbidité des eaux côtières amazoniennes	VI-124
VI.D.3. Relations allométriques pour la biomasse racinaire des mangroves amazoniennes	VI-124
VI.D.4. Flux de carbone et dynamique des mangroves amazoniennes..	VI-125
Références bibliographiques.....	127
Liste des figures	141
Liste des tableaux	147

Annexe des cartes.....	149
Table des Matières	155



Dr. Romain WALCKER

Assistant Cartographe

Université Toulouse 3 Paul Sabatier

RESUME

La mangrove de Guyane est caractérisée par un dynamisme spatial exceptionnel. Ce caractère découle de processus hydro-sédimentaires côtiers très intenses. Les objectifs de la thèse ont été de : (1) quantifier la dynamique spatiale de l'écosystème mangrove à l'échelle régionale et multi-décennale par l'analyse de données d'archives issues de la télédétection ; (2) tester l'hypothèse selon laquelle le climat océanique serait à l'origine de cette dynamique en évaluant les corrélations avec des séries temporelles de données atmosphériques et d'états de surface de l'océan ; (3) quantifier les conséquences de cette dynamique spatiale sur le stockage du carbone en mangrove. Les résultats ont montré qu'environ 15 000 ha de mangrove fluctuent à l'échelle multi-décennale en opposition avec les phases de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), principal mode de variabilité atmosphérique en Atlantique Nord. Le lien est opéré par l'intermédiaire des vagues océaniques dont l'énergie est modulée par les phases de la NAO. L'étude suggère que la diminution des surfaces de mangrove est la conséquence de périodes où les vagues sont puissantes (phase NAO+), ce qui favorise l'érosion côtière, la remise en suspension des sédiments et leur transport le long de la côte. Au contraire, les périodes où les vagues sont faibles (phase NAO-) favorisent le dépôt des sédiments, ce qui est à l'origine de l'expansion des surfaces de mangrove. Les résultats montrent que l'alternance entre des périodes d'expansion et de retrait génère une mosaïque d'âges de mangrove qui détermine la capacité de stockage du carbone par l'écosystème. A partir de ce dernier résultat, l'étude propose qu'au cours du temps la mangrove puisse alternativement passer d'une fonction de puits à celle de source de carbone pour l'océan côtier et l'atmosphère.

ABSTRACT

Mangroves in French Guiana are characterized by their spatial dynamism. This specificity is the result of intense coastal sedimentary processes. The goals of this study are to: (1) quantify mangrove spatial dynamics on a regional level and a multi-decadal timescale using archives of remote sensing images; (2) test the hypothesis of the role played by the atmosphere using correlations with time series of atmospheric and ocean surface reanalysis datasets; (3) quantify consequence of this spatial dynamism on coastal carbon storage. Results showed that approximately 15 000 ha of mangroves fluctuate on a multi-decadal timescale in opposition to the North Atlantic Oscillation (NAO) phases, the main mode of atmospheric multi-decadal variability in the North Atlantic. This relation is operated by ocean waves whose energy is modulated by NAO phases. The study suggests that, on the one hand, decrease of mangrove surface areas is due to periods of high wave energy (NAO+) which favour coastal erosion and mangrove retreat, sediment resuspension and transport. On the other hand, the study suggests that periods of low wave energy (NAO-) favour sediment deposition on the coast and is at the origin of mangrove surface area expansion. Results also showed that alternation between phases of retreat and expansion generates the demographic structure of mangrove ages, which determines the mangrove carbon storage capacity. The study finally suggests that through time mangrove can switch from a source to a sink of carbon, and vice and versa, for the ocean and the atmosphere.