



HAL
open science

Approche multi-proxys de la réponse des plages sableuses ouvertes aux événements de tempêtes, en incluant les phases de récupération

Mélanie Biauxque

► **To cite this version:**

Mélanie Biauxque. Approche multi-proxys de la réponse des plages sableuses ouvertes aux événements de tempêtes, en incluant les phases de récupération. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université de Bordeaux, 2018. Français. NNT : 2018BORD0286 . tel-02046567

HAL Id: tel-02046567

<https://theses.hal.science/tel-02046567>

Submitted on 22 Feb 2019

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.

THÈSE PRÉSENTÉE
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE
L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE : Sciences et Environnements
SPÉCIALITÉ : Physique de l'environnement

Par Mélanie BIAUSQUE

**Approche multi-proxys de la réponse des plages sableuses
ouvertes aux événements de tempêtes, en incluant les phases de
récupération**

Soutenue le 6 Décembre 2018

Membres du jury :

M.	ABADIE, Stéphane, Professeur, Université de Pau et des Pays de l'Adour	Président
M.	BALOUIN, Yann, Ingénieur de Recherche, BRGM	Rapporteur
M.	REY, Vincent, Professeur, MIO	Rapporteur
Mme.	SENECHAL, Nadia, Professeure, Université de Bordeaux	Directrice
M.	HEQUETTE, Arnaud, Professeur, Université Littoral Côte d'Opale	Examineur
M.	ROBIN, Nicolas, Maître de Conférences, UPVD	Examineur
M.	BULTEAU, Thomas, Ingénieur, BRGM	Invité

Résumé : Cette thèse présente une étude de la dynamique des plages sableuses ouvertes dominées par la houle, au travers d'une base de données originale, couvrant une période de 29 mois, et composée de 150 levés DGPS couvrant 750m de linéaire côtier, donnant accès à la morphodynamique du site de Biscarrosse à différentes échelles de temps. Dans un premier temps, l'analyse du jeu de données à l'échelle des événements (tempêtes et successions de tempêtes appelées clusters) nous a permis de montrer que la réponse des plages sableuses aux clusters ne résulte pas de la somme des impacts induits par chaque tempête d'un cluster. Ainsi, l'effet cumulé des clusters, rapporté sur d'autres sites dans la littérature, n'est ici pas vérifié. L'impact de l'enchaînement des tempêtes a également été étudié et il en résulte que lors d'un cluster, un changement des conditions hydrodynamique, à savoir, une augmentation des hauteurs de vagues et/ou du niveau d'eau, est nécessaire pour que la tempête suivante ait un impact érosif significatif sur le système. Dans un second temps, nous avons étudié la dynamique saisonnière du système plage/dune, que ce soit la saison hivernale ou estivale, dans le but de mettre en relief les principaux processus impliqués à cette échelle. Nos travaux montrent que la réponse hivernale de la plage ne dépend pas uniquement des conditions énergétiques et du profil pre-hivernal de la plage, mais également du séquençage des événements, comme lors d'un cluster. Mes travaux confirment également la nécessité de prendre en compte de nombreux paramètres dans l'étude de la dynamique hivernale des littoraux sableux : les conditions hydrodynamiques, le séquençage des événements érosifs mais également reconstructifs, en particulier le ré-engraissement post-événement, les transports sédimentaires cross-shore et longshore, ainsi que la position de la barre interne et des courants d'arrachements. La saison estivale est, quant-à-elle, marquée par la reconstruction de berme. Elle semble être liée à la fois aux conditions hydrodynamiques et aux caractéristiques des barres sableuses. L'étude de deux étés et deux hivers successifs a ainsi permis d'identifier les interactions entre les saisons et l'impact de la saison hivernale sur l'estivale, et l'influence de la dynamique événementielle sur la dynamique saisonnière. Elle a aussi permis de mettre en relief l'impact de l'urbanisme et des stratégies d'aménagement dans la réponse du système, à différentes échelles de temps.

Mots clés : Morphodynamique des plages, levés DGPS haute fréquence, tempêtes, clusters, ré-engraissement, échelles de temps, transports sédimentaires.

Abstract : This thesis presents a study of an open sandy beach wave-dominated, based on an original dataset, covering 29 months and composed by 150 DGPS surveys recorded along 750m of sandy shore, giving an access to the morphodynamic of Biscarrosse beach at different timescales. In a first time, event scale analysis showed that sandy beach response to clusters is not the result of the sum of the impact generated by each storm of a cluster on the system. Thus, the cumulated effect of clusters, described in the literature is not verified here. The storm sequencing has also been studied: during a cluster, changes in hydrodynamics conditions (rising of the water level and/or wave height) are necessary to provoke a significant erosion of the system by the second storm. In a second time, we studied the seasonal scale dynamic of the beach/dune system (winter and summer seasons) with the purpose to highlight dominant processes involved at this timescale. Beach response to winter seasons not only depends on hydrodynamic conditions and previous beach profile, but also on erosion/recovery event sequencing, post-storm recovery, cross-shore and longshore sediment transport, the barline characteristics and RIP current positions. Summer seasons are here defined by the berm reconstruction. Recovery periods are both linked to hydrodynamic conditions and barline characteristics (e.g. position and shape). The study of successive winters and summers allowed us to identify interactions between seasons, and the influence of short-scale dynamics on the seasonal one. It also emphasizes the impact of urbanism and coastal management strategies on the system's response, at different timescales.

Keywords : Beach morphodynamics, high frequency DGPS surveys, storms, clusters, recovery periods, timescales, sediment transport.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Nadia Sénéchal, qui a été bien plus qu'une directrice de thèse durant ces trois années. Elle a su me guider et me canaliser quand je commençais à m'éparpiller, tout en me laissant une totale liberté pour mener à bien mes projets. Je garde en mémoire nos discussions scientifiques (et un peu moins scientifiques), nos moments de stress partagés lors des conférences (et les chambres d'hôtel), mais également nos moments de joie, à chacune de nos réussites respectives.

J'adresse également mes profonds remerciements aux membres de mon jury de thèse : Yann Balouin, Vincent Rey, Stéphane Abadie, Arnaud Hequette, Nicolas Robin et Thomas Bulteau. Merci d'avoir accepté ce rôle. Leurs conseils m'ont permis d'envisager de nouvelles perspectives de travail et leurs commentaires favorables de booster ma motivation pour publier et continuer sur la voie de la recherche.

Un grand merci également à mon comité de pilotage de thèse, Bruno Castelle, Tim Scott et Serge Suanez, pour leur temps, leurs conseils et leur implication. Un œil neuf est toujours le bienvenu, et les 3 paires d'yeux que vous avez mis à ma disposition ont été précieuses.

Pour leur disponibilité, leurs multiples propositions de partage de données et de connaissances, mais également pour avoir intégré une partie de ma base de données dans un de leurs projets de recherche, donnant une autre dimension à celle-ci, je voudrais remercier les membres du BRGM ; je pense plus particulièrement à Cyril Mallet, Thomas Bulteau et Alexandre Nicolae Lerma.

Je remercie également mes collègues du laboratoire EPOC, et en particulier Stéphane Bujan qui m'a appris tout ce qu'il fallait savoir sur les systèmes DGPS ; mais aussi l'équipe METHYS (Aldo, Fred, Bertrand, Vincent, Bruno, Guillaume, Nat' et Philippe) pour son accueil, les apéros et les pique-niques, et son soutien durant ma courte mais intense phase de rédaction. Je remercie aussi les membres d'autres laboratoires français, rencontrés au cours de ces trois ans, avec qui j'ai pu partager des moments conviviaux que ce soit en missions ou en conférences ; en particulier Rafael Almar, Damien Sous, France Floch', Pedro Almeida, et bien d'autres.

Pour tous les repas partagés, les fous rires, les bières en terrasse, les afterworks, les barbeucs, et autres virées, je remercie la communauté des thésards et post-doc et associés, parmi lesquels je citerai plus précisément Arthur et Arthur (dit « le stagiaire » ou « Arthur Potter »), Barbara (dite « Barbie » ou « Barb'ra »), Quentin, Clément, Yann, Alexis, Eleanor, Melina, Kelly, Gaëtan et Andrea. Je me dois d'écrire un MERCI tout particulier à ma « compagne de travail », ma co-bureau, ma partenaire de bad, celle qui m'a écoutée me plaindre pendant des heures, qui m'a faite rire même pendant la fin de rédaction (et ce n'était pas gagné), qui m'a donné envie de venir au labo chaque matin, et celle sans qui, je serais encore en train d'écrire ma bibliographie... Cassandra, Cassy, Madame Satellite !

Remerciements

Merci à mes compagnons de voyages avec qui j'ai découvert des endroits magnifiques et je me suis ouverte un peu plus à la beauté du monde: Caly et Kevin, Renaud, Pierre, Julie, Chloé, Mathilde, Emilie, Audrey... Et Kelly (le froid c'est notre « dada ») !

A mes ami(e)s du ballon ovale ; à celles avec qui j'ai partagé les bleus, les coups, le froid, la douleur, et les courbatures (les bières aussi), mais toujours dans la bonne humeur ; à mes brugeaises avec qui j'ai connu la joie immense d'être sacrée championne de France ; à mes bécistes devenues mes amies depuis presque 10 ans, à toutes et tous, merci.

Enfin, je tiens particulièrement à remercier ma famille pour leur soutien indéfectible, même s'ils n'ont pas toujours compris ce que je faisais, pour leur présence dans les moments faciles et difficiles. Ces trois ans ont été riches en rebondissements, et j'ai toujours pu compter sur mes proches, alors du fond du cœur, merci.

Mes dernières pensées s'envolent vers ceux partis durant ces trois ans, et qui n'auront pas pu voir ma thèse aboutir. A ma petite tante Chantal et à son frère Dadou, et à Fred, mon tortionnaire préféré, toujours là quand j'avais besoin d'un coup d'aiguille ou de réconfort.

Table des matières

Introduction.....	6
Chapitre I.....	14
1.1 Introduction	16
1.1.1 Généralités.....	16
1.1.2 Les vagues	17
1.1.3 Les échelles de temps	20
1.2 Morphologie des plages sableuses	21
1.2.1 Profil de plage	22
1.2.2 Classification des plages	23
1.2.3 Morphologies complexes des plages	25
1.3 Méthodes de suivi des plages sableuses	27
1.3.1 Proxys.....	27
1.3.2 Suivi long terme	28
1.3.3 Suivi court terme	31
1.3.3.1 Suivi morphologique.....	32
1.3.3.2 Suivi des processus hydro-sédimentaires.....	33
1.4 Morphodynamiques des plages sableuses	34
1.4.1 Dynamique long terme	35
1.4.2 Dynamique saisonnière	36
1.4.2.1 Saison Hivernale	37
1.4.2.2 Saison estivale.....	38
1.4.3 Dynamique événementielle	43
1.4.3.1 Evènements isolés	44
1.4.3.2 Clusters.....	50
1.5 Travaux de thèse.....	51
Chapitre II.....	53
2.1 Biscarrosse : un site atelier.....	55
2.1.1 Localisation du site	55
2.1.2 Morphodynamique du système de Biscarrosse.....	57
2.1.3 Forçages hydrodynamiques.....	59
2.1.4 Stratégies d'aménagement	60
2.2 Données in-situ	62

2.2.1	Données topographiques	62
2.2.1.1	Mesures topographiques par levés de terrain.....	62
2.2.1.1.1	<i>Principes</i>	62
2.2.1.1.2	<i>Applications à Biscarrosse</i>	63
2.2.1.2	Extraction d'isocontours et calculs de volumes.....	65
2.2.1.3	Suivi des structures 3D	66
2.2.2	Données vidéo	67
2.2.2.1	Généralités sur le système à Biscarrosse	68
2.2.2.2	Traitement des images et extractions de proxys.....	69
2.3	Données hydrodynamiques.....	70
2.3.1	La marée.....	70
2.3.2	Les vagues	72
2.3.3	Les tempêtes	77
	 Chapitre III.....	 80
3.1	Vue générale des conditions hydrodynamiques	83
3.2	Réponse morphologique	85
3.2.1	Réponses morphologiques du système aux tempêtes isolées.....	85
3.2.1.1	Profils	86
3.2.1.2	Réponse morphologique 3D.....	87
3.2.1.3	Volumes.....	89
3.2.1.4	Bilan.....	90
3.2.2	Réponse globale aux clusters	90
3.2.2.1	Profils	90
3.2.2.2	Réponse morphologique 3D.....	92
3.2.2.3	Volumes.....	94
3.2.2.3.1	Variation du volume.....	94
3.2.2.3.2	Variation du volume par événement.....	95
3.2.2.4	Etude sur le possible effet cumulé des tempêtes formant un cluster	96
3.2.2.5	Echelle inter-cluster	98
3.2.2.6	Enchaînement des événements	101
3.2.2.6.1	Réponse morphologique du système à chaque tempête composant chaque cluster	101
3.2.2.6.2	Rôle de la marée.....	103
3.2.2.7	Bilan.....	106
3.3	Bilan : tempêtes isolées vs. clusters.....	106

3.3.1	Impacts des événements	106
3.3.2	Variations des volumes, par sections de plage et par événement : transferts sédimentaires associés	107
3.4	Conclusions	110
Chapitre IV.....		110
4.1	Résumé de l'article	112
4.2	Article: Seasonal morphological response of an open sandy beach to winter wave conditions: the example of Biscarrosse beach-France (<i>en revision</i> ,..... <i>Geomorphology</i>).....	115
4.2.1	Introduction	116
4.2.2	Methods and data.....	118
4.2.2.1	Study site.....	118
4.2.2.2	Topographic Surveys.....	119
4.2.2.3	Hydrodynamic data	121
4.2.3	Results	122
4.2.3.1	Winter Conditions.....	122
4.2.3.1.1	General overview	122
4.2.3.1.2	Storm activity	124
4.2.3.2	Morphological evolution	124
4.2.3.2.1	General overview	124
4.2.3.3	Multi-proxies beach response.....	128
4.2.3.3.1	Isocontour dynamics	128
4.2.3.3.2	Volume variations	129
4.2.3.3.3	Volume variations versus isocontours positions.....	130
4.2.4	Discussion.....	132
4.2.4.1	Energy sequence	132
4.2.4.2	Short-term storm response	135
4.2.4.3	Recovery periods	136
4.2.4.4	Sediment transfer processes	137
4.2.5	Conclusion	139
4.3	Dynamique de la barre interne	141

Chapitre V	143
5.1 Evolutions estivales de la morphologie de Biscarrosse	145
5.1.1 Conditions de houle au cours des deux périodes estivales	146
5.1.2 Profils moyennés	149
5.1.2.1 Eté 2016	150
5.1.2.2 Eté 2017	151
5.1.3 Cartes topographiques différentielles : approche 3D	154
5.1.3.1 Eté 2016	155
5.1.3.2 Eté 2017	159
5.1.3.3 Bilan	161
5.1.4 Dynamique des structures 3D	163
5.1.4.1 Eté 2016	163
5.1.4.2 Eté 2017	164
5.1.4.3 Bilan	167
5.1.5 Isocontours	169
.....	170
5.1.5.1 Eté 2016	170
5.1.5.2 Eté 2017	171
5.1.5.3 Bilan	173
5.1.6 Volumes	173
5.1.6.1 Eté 2016	175
5.1.6.2 Eté 2017	176
5.1.6.3 Bilan	177
5.2 Discussion	177
5.2.1 Eté 2016 vs. 2017	177
5.2.2 Processus	179
5.2.2.1 La dune	180
5.2.2.2 La plage supratidale	180
5.2.2.3 La plage intertidale	180
5.2.2.4 Bilan	181
5.2.3 Le couplage saisonnier hiver/été	184
5.3 Conclusions	185

Chapitre VI	187
6.1 Article: Storm impacts on a sandy beach including seasonal recovery: alongshore variability and management influences (<i>publié dans la revue Paralia, doi.org/10.5150/revue-paralia.2018.n02</i>).	189
6.2 Résumé de l'article.....	190
6.2.1 Introduction.....	194
6.2.2 Methods.....	195
6.2.2.1 Field area.....	195
6.2.2.2 DGPS surveys and barline extraction.....	196
6.2.2.3 Hydrodynamic data.....	197
6.2.3 Results.....	197
6.2.3.1 Hydrodynamic conditions.....	197
6.2.3.2 Morphological evolutions.....	199
6.2.3.2.1 General overview: erosion/recovery.....	199
6.2.3.2.2 Intra-season response: overall.....	200
6.2.3.2.3 Alongshore variability.....	201
6.2.4 Discussion.....	204
6.2.4.1 Seasonal morphological variations.....	204
6.2.4.2 Alongshore variability.....	205
6.2.5 Conclusions.....	208
6.2.6 Acknowledgements.....	208
6.3 Dynamique saisonnière et impacts d'ouvrages.....	209
6.3.1 Morphodynamique de la plage.....	209
6.3.2 Bilan.....	216
6.3.3 Volumes.....	216
6.4 Impacts à plus grande échelle spatiale.....	217
6.5 Conclusion.....	219
 Conclusions et Perspectives	 220
 Bibliographie	 228
 Annexes	 244

Introduction

Tout au long de l'histoire de l'Homme, les littoraux ont toujours joué un rôle particulièrement important que ce soit, par exemple, pour le transport et les échanges ou encore la pêche et l'apport de ressources. Au XXème siècle, l'amélioration des conditions de vie dans les pays occidentaux (santé, congés, longévité...) permet le développement du tourisme littoral et de fait le développement des constructions côtières: les côtes deviennent une zone de loisirs et l'économie de tourisme se met en place. Le tourisme devient un secteur économique autonome mais également une source de développement local (Noailles, 2008). Actuellement, 15 des 20 mégalo-poles mondiales (ville dont la population dépasse 10 millions d'habitants) sont situées le long d'un littoral (Luijendijk et al., 2018). Suite à une importante croissance démographique le long des côtes, les aménagements se sont développés (logements, industries, hôtels, restaurants, etc...) bétonnant peu à peu certains littoraux. Les environnements côtiers sont considérées comme les zones du monde les plus peuplées (voire surpeuplées) et les plus développées (Nicholls, 2003 ; Valiela, 2006 ; Ranasinghe, 2016). Aujourd'hui reconnu comme l'une des ressources économiques fondamentales au fonctionnement de certaines villes, régions ou même pays, les littoraux sont au centre de nombreux enjeux socio-économiques, d'autant plus dans le contexte actuel du changement climatique (Toimil et al., 2018 ; fig. 0.1). En effet, quelles que soient les prédictions, toute intrusion maritime induisant érosion, submersions, etc..., en lien avec le changement climatique, impactera fortement la situation socio-économique globale (e.g. Stern, 2007 ; Arkema et al., 2013 ; Hinkel et al., 2013 ; Johnson et al., 2015 ; Brown et al., 2016). Le changement global devrait affecter les littoraux selon quatre paramètres principaux : des variations du niveau eustatique moyen et des débits fluviaux, ainsi qu'une modification des conditions de houle et des surcotes de tempêtes (e.g. Marshall et al., 2001 ; Nicholls et al., 2007 ; Ranasinghe & Stive, 2009 ; Cazenave & Le Cozannet, 2013 ; Stive et al., 2013 ; Wong et al., 2014 ; Ranasinghe, 2016). Ainsi, les problématiques de l'érosion du trait de côte et de sa gestion sont devenues une priorité mondiale depuis plus deux décennies, dans un contexte de changement climatique et d'augmentation du niveau de la mer (Ranasinghe, 2016).

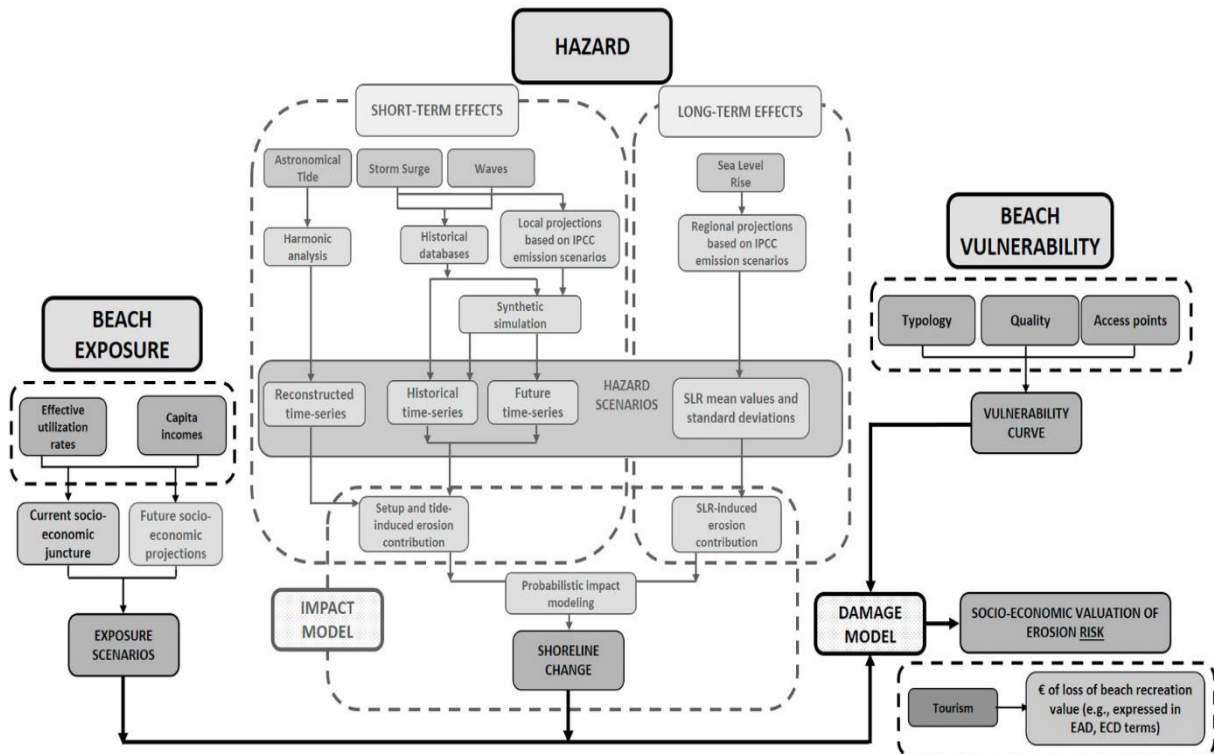


Figure 0.1 : Processus et évolution des littoraux, à différentes échelles de temps, dans un contexte de changement climatique (d'après Toimil et al., 2018).

Les environnements côtiers peuvent être classés selon deux grandes catégories : les environnements dit « ouverts » et les deltas, qui incluent aussi les estuaires. Les littoraux ouverts prennent en compte, entre autres, les plages sableuses, qui représentent à elles seules 31% des côtes mondiales (Luijendijk et al., 2018 ; fig. 0.2, A). Selon cette même étude, basée sur l'étude d'images satellites prises entre 1984 et 2016, 24% des plages sableuses à travers le monde sont en recul, avec un taux d'érosion supérieur à 0,5 m/an, 28% sont en accrétion et 48% sont considérées comme stables (fig. 0.2, B). Toutefois, cette étude tend à surestimer les pourcentages des zones stables et en accrétion : en effet, certains sites présentés comme stables ou en accrétion dans cette étude, sont rapportés comme en érosion dans des études locales. Pour lutter contre l'érosion côtière, différentes stratégies d'aménagements peuvent être mises en place en fonction de l'effet recherché et de l'échelle de temps visée (Micallef & Williams, 2002). Les méthodes douces sont principalement employées dans le but d'aider les systèmes sableux à résister à des conditions hydrodynamiques énergétiques, certaines agissent directement sur l'énergie des vagues (e.g. les brises lames) mais n'amputent pas la zone d'accommodation, d'autres, comme le rechargement sédimentaire de la plage, agissent sur le bilan sableux et les dernières sont utilisées pour piéger le sédiment en agissant sur le transport éolien (e.g. les ganivelles). La dune, quant-à-elle, est protégée du vent par l'implantation de végétaux adaptés, comme l'oyat ou encore la Silène de Thore (Barrère, 1992 ; Hesp, 2002 ; Zarnetske et al., 2012 ;

Ruessink et al., 2018). La mise en place de chemin d'accès aux plages à travers la dune permet également de canaliser le flux de passants et d'éviter que les zones végétalisées ne soient déstabilisées (e.g. le « Manuel pour la caractérisation et l'aménagement des dunes côtières », publié en 2007). Les méthodes dures sont plus souvent utilisées dans le but de fixer le trait de côte sur le long terme, on parle alors d'énrochements, d'épis ou encore de digues. Une dernière méthode peut également être envisagée lorsque l'érosion ne peut être contenue : le retrait des villes côtières plus à l'intérieur des terres on parle alors de repli stratégique. L'expérience montre cependant que cette méthode n'est encore que très peu considérée et que généralement les gestionnaires s'orientent vers une consolidation des structures existantes ou la mise en place de nouvelles structures (e.g. Burcharth et al., 2014).

Ces interventions se font, malheureusement, encore trop souvent en réaction à une période de « crise » et en l'absence d'une connaissance exhaustive des processus hydro-sédimentaires qui contrôlent l'évolution de ces systèmes de plages sableuses.

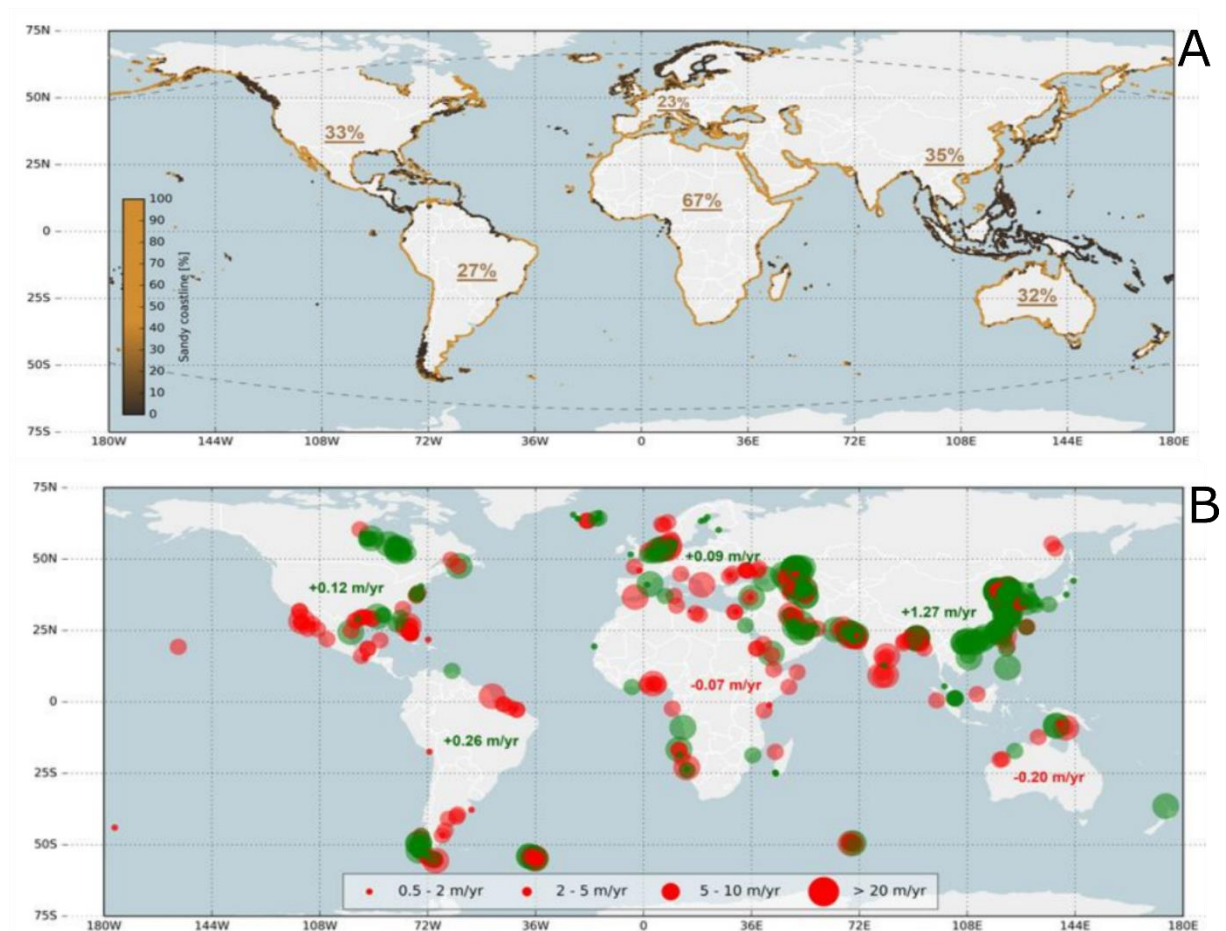


Figure 0.2: A: Répartition des plages sableuses par continents, B: Principaux hot-spots d'érosion (en rouge) et d'accrétion (en vert).

La morphodynamique des côtes sableuses a fait l'objet de nombreuses études ces dernières décennies. Dès les années 1980, Wright & Short (1984) ont montré que la plage était en ajustement permanent avec le forçage hydrodynamique introduisant par là le concept d'équilibre dynamique de la plage. Cet ajustement s'observe à différentes échelles de temps allant de l'échelle de la marée ou de l'événement (court terme), aux échelles décennales voire centennales, et au-delà (long à très long terme), en passant par l'échelle saisonnière. L'étude de la morphologie des plages sableuses se décline donc généralement selon deux approches temporelles : les courtes échelles de temps (e.g. Coco et al. 2014 ; Ludka et al., 2015) et le long terme (e.g. van Rijn, 2009 ; Scott et al., 2016).

Les cycles saisonniers du profil de plage sont décrits comme liés aux conditions hydrodynamiques : les périodes de conditions fortement énergétiques (e.g. hivers et périodes de moussons) induisent de l'érosion, alors que les périodes calmes (e.g. étés) permettent une reconstruction de la plage (Larson & Kraus, 1989 ; Masselink & Pattiaratchi, 2001 ; Splinter et al., 2013). Néanmoins, d'autres paramètres sont à prendre en compte dans l'étude de la morphodynamique des plages : la morphologie de la plage (précédent l'événement énergétique), l'énergie des vagues et le niveau d'eau (la marée) sont des facteurs importants qui régulent l'intensité, la durée et le type de processus jouant sur le profil de plage (Masselink et al., 2006 ; Price & Ruessink, 2008 ; Sénéchal et al., 2009). De plus, un autre paramètre est essentiel à l'évolution des plages sableuses puisqu'il va gouverner la réponse locale des systèmes à long terme : la disponibilité en sédiment (Cowell et al., 2003 ; Dean & Houston, 2016) ; le budget sédimentaire gouverne la tendance d'érosion ou d'accrétion d'un système sableux.

Diverses méthodes sont utilisées pour étudier les environnements côtiers selon deux aspects : 1) le suivi morphologique grâce aux mesures DGPS et bathymétriques, l'imagerie vidéo et satellite ou encore les levés LIDAR, et 2) l'étude des processus hydro-sédimentaires via l'utilisation d'instruments in situ comme les ADCP, les ADV, ou encore les capteurs de pression. Les suivis « long terme » (> 5 ans) reposent sur des bases de données dont les mesures restent généralement acquises sur de faibles fréquences temporelles. Au contraire, les suivis « court terme » sont eux basés sur de hautes fréquences d'acquisition, mais sur des périodes allant généralement de quelques jours à quelques semaines. Depuis les années 2000, le développement de la modélisation a connu un essor important, apportant de nouvelles perspectives quant à l'étude de la dynamique à moyen et long terme (e.g. Yates et al., 2009 ; Davidson et al., 2013 ; Pender & Karunarathna, 2013).

En 2013/2014, la côte Atlantique Européenne a été frappée par l'hiver le plus énergétique enregistré depuis 1948 (Masselink et al., 2016). Les dégâts mesurés sur les côtes de l'Ouest Européen ont été inattendus et désastreux, que ce soit d'un point de vue environnemental (Castelle et al., 2015 ; Scott et al., 2016) ou économique (e.g. Huntingford et al., 2014). Les érosions enregistrées sur les côtes

françaises (entre autres), notamment en termes de volumes, n’avaient pas été anticipées par les modèles, ou tout du moins, pas pour les prochaines décennies. Ainsi la problématique de la complexité de la prévision du climat de houle, associée à la simplification de certains processus physiques en entrée de modèles, limitent l’efficacité de la modélisation pour prévoir les évolutions morphologiques des littoraux sableux sur le long terme. Pour mieux comprendre et prévoir les évolutions à grandes échelles de temps, il semble important de mieux connaître les processus sur des échelles plus courtes et leurs impacts sur le long terme (fig. 0.3) ; et inversement.

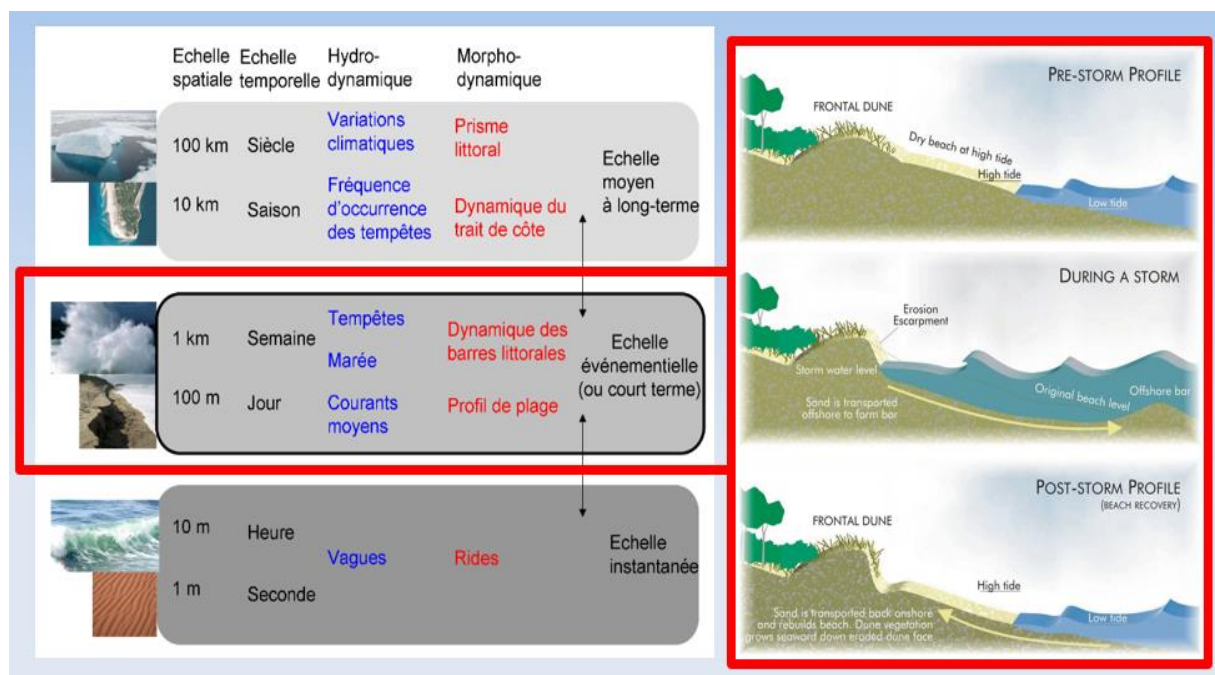


Figure 0.3: Morphodynamique des systèmes sableux à différentes échelles de temps et d'espace (d’après Almar, 2009, modifié)

De nombreuses études se sont focalisée sur l’érosion des systèmes sableux (e.g. Morris et al., 2001 ; Loureiro et al., 2012 ; Sénéchal et al., 2015 ; Arnaud, 2016 ; Baart et al., 2016), mais encore peu d’études traitent de la reconstruction des plages (Angnuureng et al., 2017 ; Brooks et al., 2017 ; Phillips et al., 2017) et le plus souvent elles reposent sur de la modélisation ou des études à court terme (Splinter et al., 2011 ; Voudoukas et al, 2012 ; Scott et al., 2016).

Suite aux conclusions tirées de la littérature, nous avons déterminé deux objectifs principaux auxquels cette thèse répond :

- Objectif 1 : Une meilleure compréhension de la réponse événementielle de la plage en s’appuyant sur une base de données suffisamment longue (deux saisons hivernales) pour

couvrir un grand nombre d'évènements énergétiques à très haute fréquence. Cette échelle de temps permettra de mieux identifier l'effet cumulé ou non lors des clusters et d'identifier les raisons pour lesquelles des observations contrastées ont été rapportées dans la littérature.

- Objectif 2 : Une meilleure compréhension de la réponse saisonnière de la plage, que ce soit hivernale ou estivale, dans le but de mettre en relief les principaux processus impliqués à cette échelle. L'étude de deux étés et deux hivers successifs permettra également d'identifier les interactions entre les saisons, et l'influence de la dynamique événementielle sur la dynamique saisonnière.

Entre Novembre 2015 et Avril 2018, des levés DGPS ont été réalisés dans le but d'enregistrer l'évolution morphodynamique d'une plage sableuse à différentes échelles de temps, en intégrant les phases de récupération. La haute fréquence d'acquisition permet d'aborder les questions des impacts des tempêtes, en pouvant différencier les tempêtes dites isolées des clusters, mais également le ré-engraissement des plages, qu'il soit saisonnier ou plus ponctuel, comme après le passage d'une tempête. Ainsi, la question de l'importance de la reconstruction des plages est abordée : le ré-engraissement post-tempête a-t-il un impact positif, négatif ou nul sur la capacité d'une plage à encaisser la tempête suivante ? La reconstruction saisonnière estivale influe-t-elle sur l'évolution morphodynamique de la plage durant l'hiver suivant ? Ou alors, au contraire, est-ce la saison hivernale qui influence la période de reconstruction estivale ? Quelle est la place des évolutions à courtes échelles de temps (tempêtes, clusters, reconstruction...) sur la saisonnalité ? De plus, lorsque l'on aborde la question des clusters de tempêtes, il est généralement considéré qu'il n'y a ni érosion, ni reconstruction entre les tempêtes successives composant un cluster (Ferreira, 2005 & 2006). Ainsi, l'impact d'un cluster sur la dynamique du système sableux résulterait d'une accumulation des impacts de chaque tempête le composant (e.g. Karunathna et al., 2014 ; Splinter et al., 2014). Or, Coco et al. (2014) n'ont observé aucun effet cumulatif lors de leur campagne de 6 semaines sur le site du Truc Vert situé sur la côte Aquitaine (S-O de la France). L'approche haute fréquence, couvrant plusieurs hivers, permettra également d'apporter des éléments de réponse quant à l'effet cumulatif ou non des clusters.

Enfin, l'apport de la méthode d'approche multi-proxys utilisée dans cette thèse n'a été que peu abordée dans les études précédentes (e.g. Castelle et al., 2014). Généralement, le trait de côte est assimilé un proxy simple qui est suivi sur une période de temps plus ou moins longue. Les proxys sont nombreux, et le choix de celui-ci est déterminant ; il dépend à la fois de la méthode de suivi, de la période étudiée et de la morphologie du système (Boak & Turner, 2005). Ainsi, le long de nos côtes, le

Le pied de dune est souvent utilisé comme marqueur du trait de côte lorsque sa position est obtenue par levés DGPS (Castelle et al., 2018). Lors de l'utilisation de systèmes d'imagerie vidéo, deux méthodes sont principalement utilisées ; la première : un isocontour correspondant à une limite prise au-dessus du MSL (« mean sea level » ou niveau d'eau moyen) est choisi et extrait des images par digitalisation (e.g. Senechal et al., 2009 ; Angnuureng et al., 2016). La seconde méthode consiste en une méthode semi-automatisée de détection de la ligne d'eau, en repérant la limite entre sable sec et humide via un algorithme basé sur les couleurs des pixels (Almar, 2009). Néanmoins, ne regarder qu'un seul proxy ne permet pas de comprendre la dynamique complète d'un système sableux complexe (barres, dune, plage). En effet, la dune, le bas et le haut de plage ne répondent pas de façon équivalente aux conditions hydrodynamiques.

Dans cette étude, 150 levés DGPS ont été réalisés à pied sur la plage de Biscarrosse (Landes, S-O de la France) entre Novembre 2015 et Avril 2018. Couvrant à fois la dune et la plage, ils permettent de prendre en compte les échanges sédimentaires entre les différentes zones du système, que ce soit dans les sens perpendiculaire (cross-shore) ou parallèle (longshore) au trait de côte, et à différentes échelles de temps. Ces levés rendent également compte de l'impact des différentes stratégies d'aménagements déployées à Biscarrosse (ganivelles, enrochements, végétation). Ce suivi haute fréquence de la plage de Biscarrosse a pour but de construire une base de données complète et détaillée comme base de travail pour qualifier les évolutions morphologiques à différentes échelles de temps, mais également la future intégration des données dans des modèles et le développement d'indicateurs d'érosion des littoraux (Nicolae Lerma et al., 2018).

Le chapitre 1 de ce manuscrit propose un état de l'art des recherches précédemment publiées dans le domaine de la morphodynamique des systèmes sableux et des méthodes d'acquisition de données. Le chapitre 2 est, quant-à-lui consacré aux méthodes employées pour construire le jeu de données haute fréquence utilisé afin de répondre aux enjeux scientifiques de cette thèse. Le 1^{er} objectif est ensuite discuté dans le chapitre 3 ; l'objectif suivant est développé dans les chapitres 4 (saisons hivernales) et 5 (saisons estivales). Enfin, le chapitre 6 traite des stratégies d'aménagement déployées à Biscarrosse et de leurs impacts sur la réponse morphologique de la plage.

Chapitre I

Etat de l'art

Table des matières

Chapitre I	14
1.1 Introduction	16
1.1.1 Généralités	16
1.1.2 Les vagues	17
1.1.3 Les échelles de temps	20
1.2 Morphologie des plages sableuses	21
1.2.1 Profil de plage	22
1.2.2 Classification des plages	23
1.2.3 Morphologies complexes des plages	25
1.3 Méthodes de suivi des plages sableuses	27
1.3.1 Proxys	27
1.3.2 Suivi long terme	28
1.3.3 Suivi court terme	31
1.3.3.1 Suivi morphologique	32
1.3.3.2 Suivi des processus hydro-sédimentaires	33
1.4 Morphodynamiques des plages sableuses	34
1.4.1 Dynamique long terme	35
1.4.2 Dynamique saisonnière	36
1.4.2.1 Saison Hivernale	37
1.4.2.2 Saison estivale	38
1.4.3 Dynamique événementielle	43
1.4.3.1 Evènements isolés	44
1.4.3.2 Clusters	50
1.5 Travaux de thèse	51

1.1 Introduction

1.1.1 Généralités

Les littoraux sont des zones de transition, appelées interfaces, entre les continents et les mers / océans. Ce sont des environnements complexes où interagissent des processus physiques, chimiques, géologiques et biologiques. L’Homme tient également une place importante dans l’évolution des littoraux, à différentes échelles de temps. Différents types de littoraux sont répertoriés à travers le monde en fonction notamment de leur morphologie et de leur composition sédimentaire, comme les littoraux sableux, les côtes rocheuses, les estuaires et les deltas, ou encore les environnements dominés par la biologie (e.g. mangroves et récifs coraliens). Les littoraux sont également classés en fonction des processus dominant leur dynamique entre les vagues et la marée (fig. 1.1.1 ; e.g. Davis & Hayes, 1984). Ainsi les environnements peuvent être micro-tidaux (marnage moyen <2 m), meso-tidaux (entre 2 et 4 m), ou macro-tidaux (>4 m) (Davis, 1964 ; Masselink & Hugues, 2003). En 1993, Masselink & Short ont proposé un paramètre comparant le marnage moyen à la hauteur des vagues au déferlement (le RTR), définissant ainsi une classification des milieux côtiers. Un RTR > 15 définit un littoral dominé par la marée ; un RTR compris entre 3 et 15 indique un environnement dominé à la fois par les vagues et par la marée ; un RTR < 3 est synonyme de littoral dominé par les vagues. Nous nous intéresserons ici plus particulièrement aux plages sableuses mixtes.

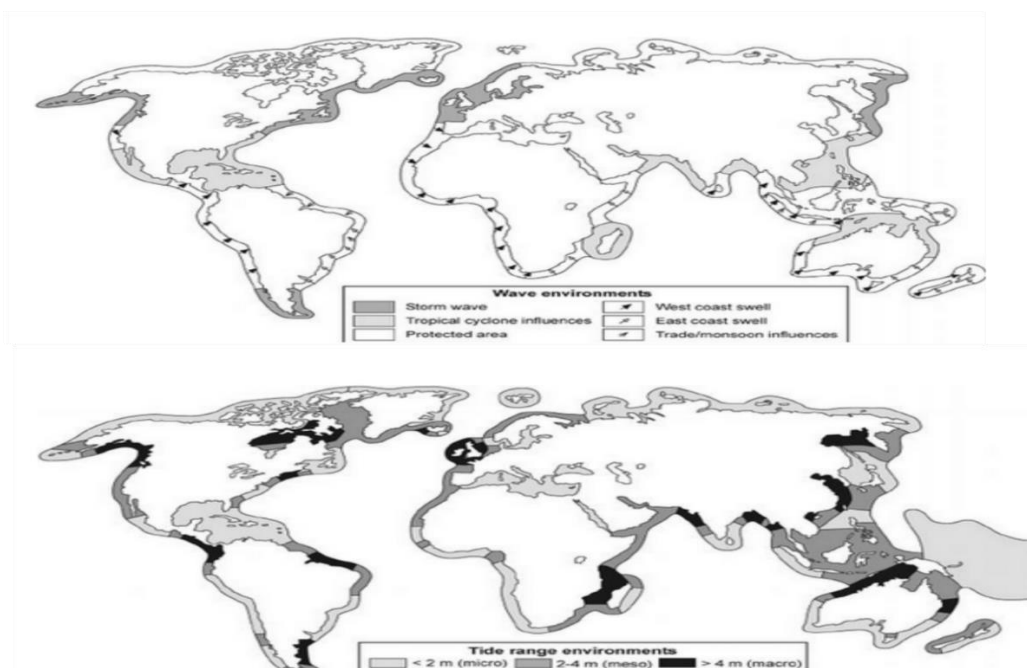


Figure 1.1.1: Cartes des types de vagues (haut) et des marnages (bas), à travers le monde (d’après Masselink & Hugues, 2003).

1.1.2 Les vagues

Les vagues sont formées par l’action du vent sur la surface libre des océans, mers et lacs. En soufflant sur l’eau, le vent crée un mouvement oscillant, qui se renforce et se propage au cours du temps. Les vagues ainsi créées sont chaotiques et qualifiées de « mer du vent ». Les caractéristiques des vagues dépendent de l’intensité et de la durée des vents (Young, 1999a) mais également de la distance d’action du vent, appelée zone de fetch. Les vagues sont des ondes de gravité de surface progressives assimilées à des ondes sinusoïdales. Elles sont définies par la hauteur mesurée entre leur crête et leur creux (« Height »), la période et la longueur d’onde (« Wavelength ») correspondant respectivement à la durée et à la distance entre deux crêtes consécutives. En se propageant, les vagues s’organisent en fonction de leur longueur d’onde, la perturbation devient plus régulière, la mer du vent devient de la houle (fig. 1.1.2). A l’approche des côtes, les vagues se transforment : la diminution de la profondeur induit une modification de la forme des vagues. En supposant au premier ordre une conservation du flux d’énergie des vagues, la diminution de la colonne d’eau provoque alors une diminution de la longueur d’onde des vagues, les vagues se raidissent (« shoaling » ou levée). La déformation de la forme des vagues est accentuée avec la réduction de la colonne d’eau, les vagues deviennent asymétriques, la crête passe au-dessus du creux, la vague est déstabilisée et déferle, libérant une partie de son énergie. Trois types de déferlements bathymétriques sont observés et dépendent pour beaucoup de la pente de la plage et de la cambrure des vagues : spilling, plunging ou surging (Galvin, 1968).

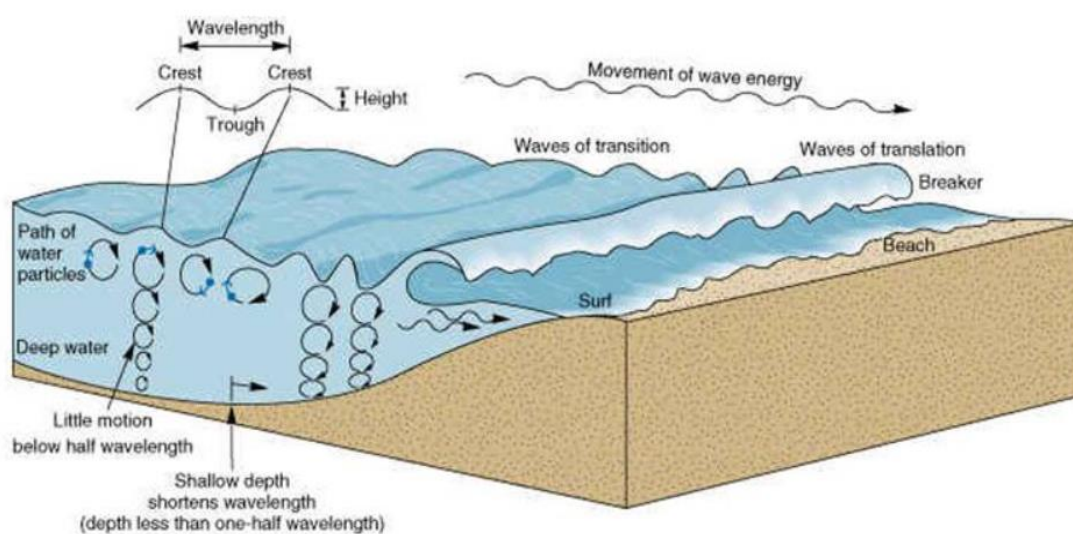


Figure 1.1.2: Modification de la forme des vagues et des vitesses orbitales des particules à la côte.

Les vagues sont à l’origine du transport sédimentaire à la côte : le transport orienté dans l’axe parallèle au littoral est appelé longshore, le transport dirigé perpendiculairement à la côte est dit cross-shore. L’asymétrie des vagues à la côte provoque une modification des vitesses orbitales des particules : les orbites deviennent elliptiques près des côtes (Ruessink et al., 2012, Michallet et al., 2013). Cette modification des orbites génère un transport sédimentaire cross-shore du large vers la plage (Hoefet & Elgar, 2003), communément appelé la dérive de Stokes.

Dans la zone de déferlement des vagues plusieurs courants sont générés (fig. 1.1.3). La dérive littorale (fig. 1.1.3, a) est un courant généré parallèlement à la côte lié à l’incidence des vagues avec la côte lors de leur déferlement (e.g. Komar & Inman, 1970 ; Longuet-Higgins, 1970). Son intensité est proportionnelle au carré de la hauteur des vagues au point de déferlement, mais également à leur angle d’incidence et peut atteindre plus de $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Ce courant longitudinal peut se développer à différents endroits du profil de plage en fonction de la morphologie de ceux-ci. Si une barre (banc sableux) est présente, les courants longitudinaux sont habituellement confinés entre celle-ci et le haut de plage. D’autres paramètres tels que le vent, la marée peuvent également influencer ce courant.

Le courant de retour (fig. 1.1.3, b) est un courant de fond qui compense l’apport de masse d’eau à la côte par les vagues en surface. Lorsque les vagues déferlent, elles génèrent un gradient « cross-shore » (perpendiculairement à la côte) de tensions de radiation. Celui-ci est compensé en surface par une variation de l’altitude du niveau moyen du plan d’eau (set-up ; Longuet-Higgins & Stewart, 1964). Ce set-up génère un gradient de pression qui est compensé en surface par la quantité de mouvement des vagues mais au fond celui-ci n’est pas compensé. Ceci conduit à la génération d’un courant de fond orienté vers le large. Ce courant cross-shore induit un transport sédimentaire orienté de la côte vers le large (e.g. Gallagher et al., 1998 ; Faria et al., 2000). Son intensité est généralement plus faible que celle de la composante longitudinale et de l’ordre de 0.1 à $0.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ lors de fortes conditions.

Enfin, les courants d’arrachement (fig. 1.1.3, c) sont des courants mixtes de surface (e.g. Castelle et al., 2016). Les courants d’arrachement sont des courants rapides, concentrés et formant un chenal étroit, orientés vers le large (figure). Ils sont observés pour différents types de plages (plage ouvert, semi-ouverte, de baie, de poche, etc...) et différents climats de vagues (Wright & Short, 1984 ; Lippman & Holman, 1989 ; Gallop et al., 2011 ; Scott et al., 2011a ; Loureiro et al., 2013, Castelle et al., 2015). Le déferlement induit un transport d’énergie vers la plage, produisant un courant le long de celle-ci. Ce courant converge en un étroit chenal cross-shore, dans le but d’évacuer le surplus d’énergie, vers le large (fig., Komar, 1998 ; Woodroffe, 2002 ; Davis & Fitzgerald, 2004 ; Davidson-Arnott, 2010 ; Castelle et al., 2016). Les courants d’arrachements sont reconnus pour induire un fort transport sédimentaire vers le large, plus particulièrement pendant les périodes de tempêtes (e.g. Cook, 1970 ; Thornton et

al., 2007 ; McCarroll et al., 2016). Leur intensité peut atteindre les $0.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, et ils peuvent notamment se développer dans les chenaux transverses, lorsque des morphologies de barres/chenaux transverses sont présentes. Lors de très violentes tempêtes, des méga-rip peuvent se former et les vitesses peuvent atteindre jusqu’à $2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (e.g. Short, 1985). A travers le monde, les courants d’arrachement sont également reconnus comme le danger principal auquel les baigneurs sont confrontés, et la première cause de noyade (McCarroll et al., 2014a ; Brander, 2015 ; McCarroll et al., 2015 ; Brander and Scott, 2016 ; Castle et al., 2016 ; Van Leeuwen et al., 2016). En effet, des centaines de personnes décèdent, chaque année, par noyade, emportées par un courant d’arrachement ; des dizaines de milliers en réchappent parce qu’elles ont été secourues à temps (e.g. Klein et al., 2003 ; Hartmann, 2006 ; Gensini and Ashley, 2009 ; Brewster, 2010 ; Brighton et al., 2013 ; Scott et al., 2011b ; Arun Kumar and Prasad, 2014 ; Arozarena et al., 2015 ; Barlas and Beji, 2015).

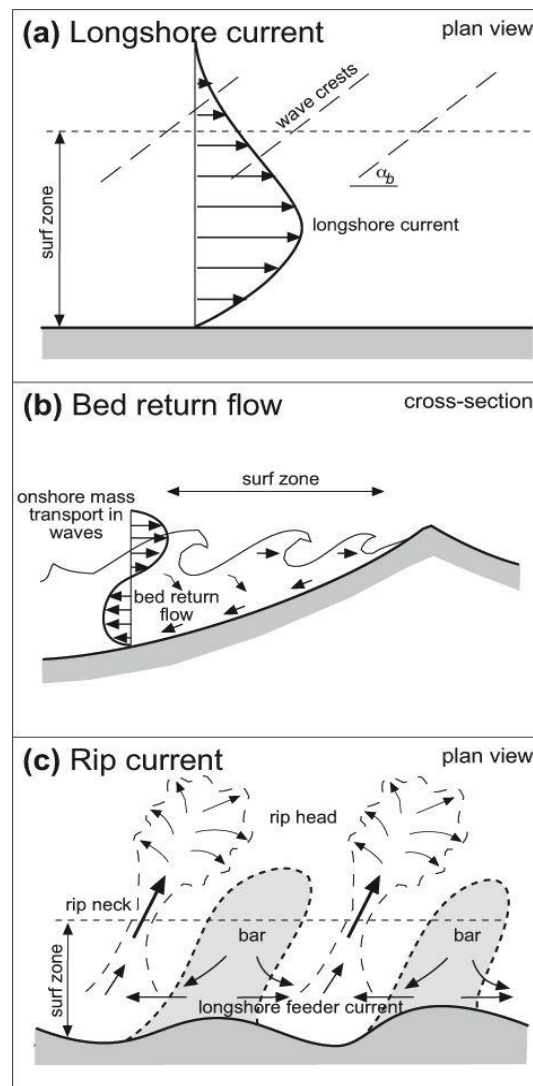


Figure 1.1.3: Courants générés dans la zone de déferlement des vagues: la dérive littorale (a), le courant de retour (b) et les courants d’arrachement (c), (d’après Masselink et al., 2012).

Le jet de rive est également un paramètre important, lié aux vagues, et jouant un rôle sur la dynamique des plages. En effet, le jet de rive est généralement considéré comme l’un des principaux processus de l’érosion du pied de dune et du haut de plage (e.g. Bonte, 2013). Le jet de rive (ou swash) définit la lame d’eau remontant la pente de plage, suite au déferlement des vagues (fig. 1.1.4) ; son amplitude est liée à l’énergie des vagues et à la configuration de la plage.

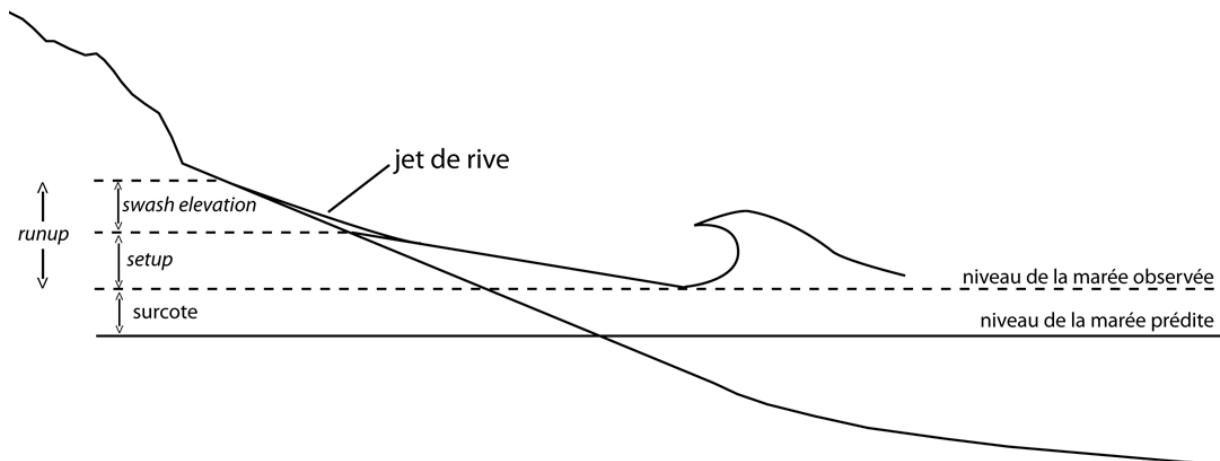


Figure 1.1.4: Schéma du jet de rive (ou swash) et son rôle dans le runup (d’après Cariolet, 2011).

1.1.3 Les échelles de temps

Les littoraux sableux sont reconnus pour être des environnements attractifs et évoluant à différentes échelles d’espace et de temps ; des échelles instantanées aux échelles décennales, à centennales jusqu’aux échelles géologiques (plusieurs millénaires ; e.g. Stive et al., 1990 ; Larson and Kraus, 1994 ; Stive et al., 2002 ; Ranasinghe et al., 2004 ; Ruggiero et al., 2016 ; Luijendijk et al., 2018). La figure 1.1.5 présente les différentes échelles de temps, d’espace et les processus liés à chaque échelle (Cowell & Thorn, 1994). Les courtes échelles de temps caractérisent la dynamique morphologique des plages, et l’évolution du profil, en lien avec les conditions hydrodynamiques à l’échelle d’une marée (typiquement quelques heures) ou d’un évènement (typiquement quelques jours à quelques semaines). Cette dynamique à courte échelle peut interagir avec l’échelle saisonnière et donc sur les cycles des plages, particulièrement dans les environnements présentant une saisonnalité marquée dans le régime des vagues. L’échelle saisonnière agit sur de plus larges échelles de temps (plusieurs mois) et d’espace, jouant sur la dynamique du trait de côte. Les échelles de temps et d’espace sont donc interconnectées les unes avec les autres, créant des interactions/rétroactions entre-elles (Short & Jackson, 2013).

Ainsi, les courtes échelles de temps influencent les échelles saisonnières, qui elles-mêmes jouent un rôle sur les échelles annuelles et pluriannuelles. De nos jours, un réel effort est réalisé, via la modélisation notamment, pour étudier les interactions entre les différentes échelles (e.g. Bird & Lewis, 2015).

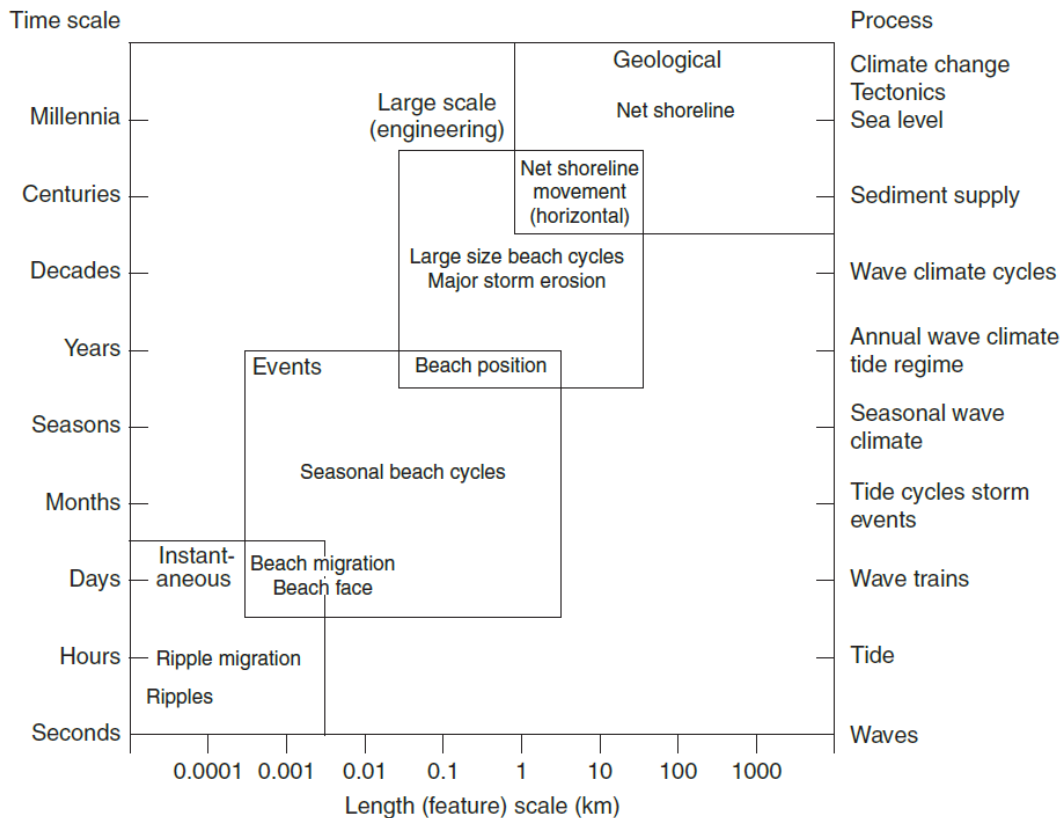


Figure 1.1.5: Différentes échelles de temps et processus dominants pour chaque échelle temporelle (d’après Cowell & Thorn, 1994).

1.2 Morphologie des plages sableuses

La définition des limites d’un système sableux varie donc en fonction des conditions environnementales, de la morphologie du système et des interactions environnement/morphologie. A courtes et moyennes échelles de temps, les systèmes sableux ne sont donc pas des environnements isolés, et réagissent à différents forçages, comme notamment la marée, les vagues et les courants. En 1984, Wright & Short ont décrit les plages sableuses comme le résultat d’interactions entre le fond sableux et la houle. Les premières définitions des plages fixaient la limite onshore (à la côte) des systèmes au niveau de la zone maximale d’action des vagues (incluant le jet de rive ou « swash ») de

tempêtes (Friedman et al. 1992). La limite offshore (au large) a plus récemment été décrite comme la zone de début d’interaction entre les vagues et le fond (profondeur de fermeture ; Stanica & Ungureanis, 2010) ; elle dépend donc de la morphologie du fond et des caractéristiques des vagues (hauteur et longueur d’onde). Toutefois, Lambert et al. (2007) décrivent l’avant-plage distale comme la zone comprise entre la profondeur de fermeture, et la limite significative du transit cross-shore du sédiment par les vagues à l’échelle d’une année (Hallermeier, 1981). Ils étendent ainsi la plage au large.

1.2.1 Profil de plage

La morphologie des plages sableuses est souvent décrite par l’évolution du profil de plage, c’est-à-dire la vue « en coupe » prise dans un plan vertical et perpendiculaire à la côte (e.g. Pilkey et al., 1993 ; Ruggiero et al., 2005 ; Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2017). En 1984, Wright & Short proposaient un profil de plage typique, qui est encore aujourd’hui communément utilisé. La figure 1.2.1 est une mise à jour de ce profil, révisée par Short en 2012, et représente une plage sableuse à barre simple.

La plage est symbolisée dans l’axe dit « cross-shore » : l’axe dirigé perpendiculairement à la côte ; le sens longshore, quant-à-lui, désigne l’axe longitudinal, dans la direction parallèle à la côte.

Des terres vers le large, le système sableux se compose d’un cordon dunaire (parfois très peu développé voir inexistant), d’une zone habituellement émergée dite supratidale (correspondant à la « Subaerial beach » sur la figure), d’une zone soumise au balancement des marées dite intertidale (correspondant à « Surf zone » sur la figure) et d’une zone constamment immergée dite subtidale (« Nearshore zone »). Chaque section est caractérisée par une morphologie spécifique et des processus hydrodynamiques dominants associés. La plage supratidale est morphologiquement représentée par un dépôt sédimentaire longitudinal appelé berme (« Berm ») ; cette zone est soumise à l’action du jet de rive principalement même si pendant des épisodes de forte intensité, les processus de déferlement (« surf zone ») peuvent s’y étendre. La plage intertidale est la zone principalement dominée par les processus de déferlement des vagues (« Wave breaking, surf zone »), elle est fortement gouvernée par des processus liés aux vagues et à la marée qui va en modifier les limites en modulant l’altitude du plan d’eau. Enfin, la plage subtidale est la zone de levée des vagues (« Shoaling ») : la forme des vagues est modifiée par la présence d’une barre sableuse qui agit comme un haut fond ; les conditions d’imperméabilité du fond provoquent « un ralentissement » de la houle qui, par principe de conservation d’énergie, va se lever. Toutefois lors de forts épisodes de vagues où de vagues modérées à marée basse, la zone de surf peut y être initiée.

Ce profil général est représentatif d’une vision générale et parfois simplifiée des environnements sableux. Ainsi, les plages présentent parfois une morphologie en double barres (e.g. van Enkevort & Ruessink, 2001 ; Almar et al., 2009 ; Castelle et al., 2015 ; Sénéchal et al., 2015). Dans ces cas, la barre subtidale externe est associée à une barre dans la zone intertidale, appelée barre interne.

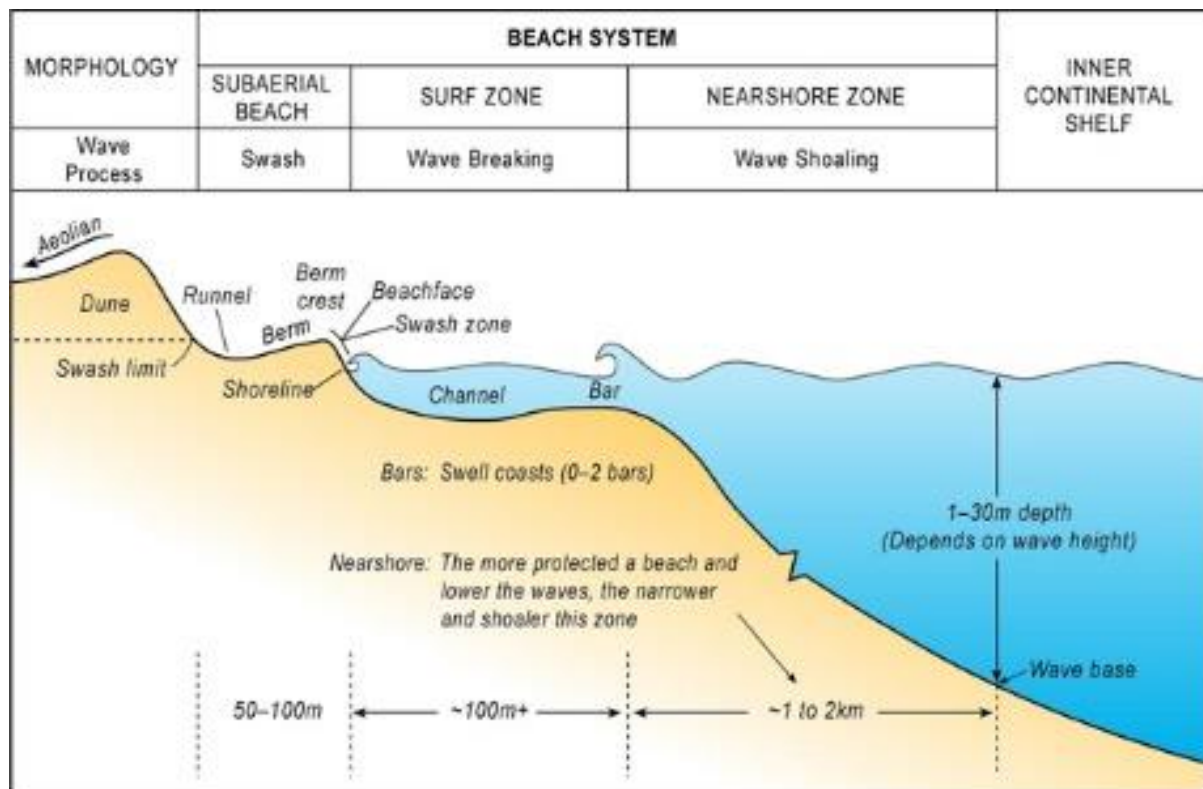


Figure 1.2.1: Profil typique de plage sableuse (Short, A. D., 2012).

1.2.2 Classification des plages

En 1984, Wright & Short étudièrent les plages australiennes, et furent les premiers à proposer une classification des plages sableuses, en se basant sur le concept d’équilibre entre les conditions hydrodynamiques (principalement les vagues) et la morphologie des plages. Selon cette classification, les plages pouvaient évoluer du stade dissipatif, caractérisé par de fortes conditions énergétiques et une morphologie uniforme, vers un stade plus réfléchif, décrit par de plus faibles conditions de houle et un profil de plage à berme. Au cours du temps, les plages sableuses peuvent passer d’un stade à un autre, en fonction des conditions de houle. En 1993, Masselink & Short proposaient de relier deux paramètres jouant sur la morphodynamique des plages (fig. 1.2.2) : la vitesse de chute des particules

au déferlement des vagues (Ω) et le rapport entre le marnage et la hauteur des vagues au déferlement (RTR). Les plages ne sont plus seulement classées en fonction de leurs morphologies, mais également en fonction des processus dominants, toujours en lien avec les conditions hydrodynamiques. Ils déterminent ainsi, que les plages réfléchives sont des plages dominées par les vagues et dont les vitesses de chute des particules sont quasiment nulles ; les dépôts sédimentaires sont donc limités. A l’opposé, les plages dominées par la marée et à forts taux de sédimentation (vitesses de chute élevées) sont qualifiées d’ultra-dissipatives.

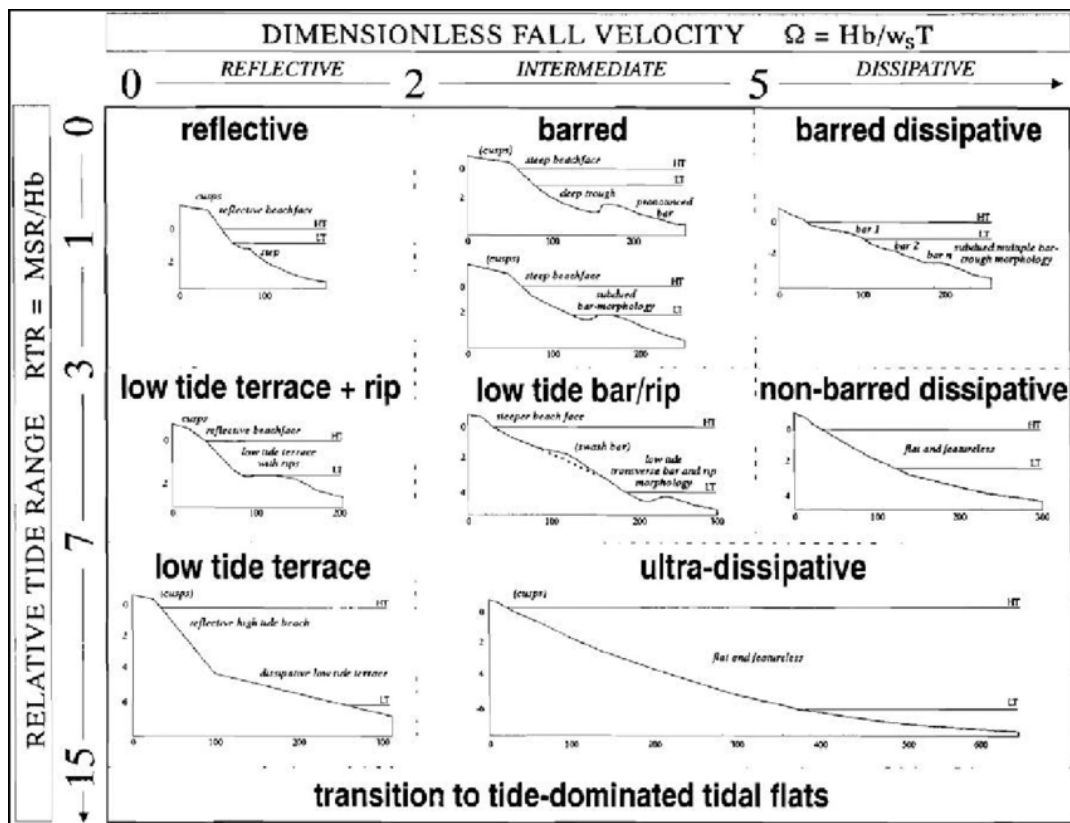


Figure 1.2.2: Classification des plages selon la vitesse de chute des particules (Ω) et le marnage relatif par rapport à la hauteur des vagues (RTR) au déferlement (Masselink & Short, 1993).

En 2006, Short a publié une version complétée de la classification précédente, qui a ensuite été reprise en 2009 par Short & Woodroffe (fig. 1.2.3). Les 6 premiers stades (dissipatifs à réfléchifs) correspondent aux plages de hautes (à moyennes) énergies, dominées par les vagues précédemment décrites (Wright et al., 1985). Les stades suivants décrivent des environnements à énergie décroissante, jusqu’aux plus faibles conditions énergétiques façonnant des plages à vasières (stades 11 à 13, fig. 1.2.3).

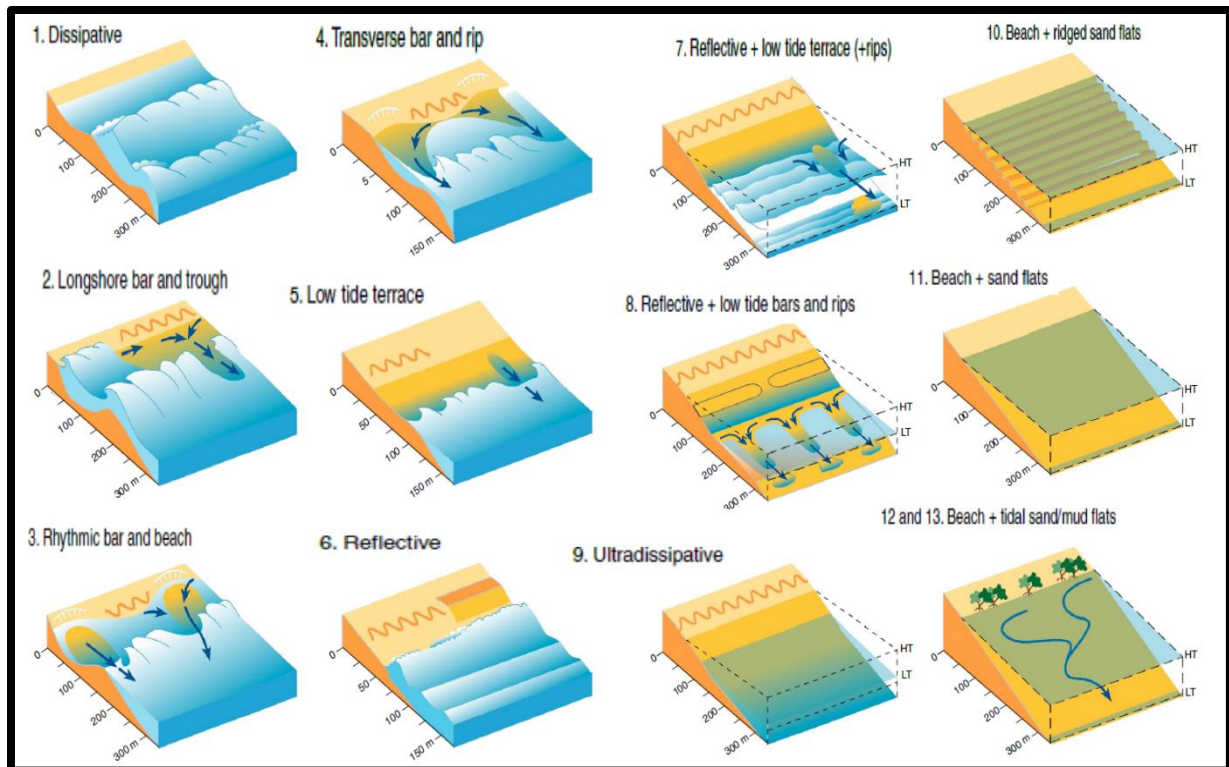


Figure 1.2.3: Classification des plages (Short & Woodroffe, 2009).

1.2.3 Morphologies complexes des plages

Les plages sont donc décrites par les stades 1 à 6 de la classification de Short & Woodroffe (2009). Les plages intermédiaires (stades 2 à 5 fig. 1.2.3) montrent une morphologie complexe à berme et barre intertidale. La berme présente parfois des structures périodiques 3D appelées croissants de plage (fig. 1.2.4. A). Les croissants de plage correspondent à des séries d’alternances de baies (creux) et de cornes (orientées vers le large), et sont principalement définis par l’espacement entre deux cornes appelé longueur d’onde du croissant (Nolan et al., 1999 ; Lopes et al., 2013). Selon les études, cet espacement est généralement compris entre 5 et 50 à 70 m (Dolan & Ferm, 1968 ; Sallenger, 1979).

Deux hypothèses ont été développées pour expliquer la formation de ces structures périodiques. La première, la théorie de formation par ondes de bord (« edge waves theory »), est basée sur la formation d’une onde stationnaire de surface (« de bord »), générée par des interactions non linéaires, qui induirait un gradient de transport sédimentaire longshore. Ainsi, les nœuds de cette onde de bord formeraient les cornes des croissants, les anti-nœuds, les baies (Guza & Inman, 1975 ; Asbury et al, 1977 ; Inman & Guza, 1982 ; Kaneko, 1985 ; Seymour & Aubrey, 1985 ; Sherman et al., 1993 ; Ciriano et al., 2005 ; Benavente et al., 2011). Néanmoins, en 1998, Holland a présenté une étude de croissants

de plage basée sur 9 ans d’image video et n’a pu trouver aucune évidence de formation des croissants par ondes de bord ; cette théorie n’a été vérifiée qu’en laboratoire et par modélisation, mais jamais en milieu naturel. Une seconde théorie a donc été proposée : la théorie d’auto-organisation. Elle est définie par les interactions entre les circulations en zone de swash, les transports sédimentaires et la morphologie de la plage (Werner & Fink, 1993 ; Holland & Holman, 1996 ; Coco et al., 2001 et 2004, ; Dehouck, 2006 ; Ferrer et al., 2006 ; Coco & Murray, 2007 ; Almar et al., 2008). Toutefois, il semblerait que les deux processus de formation puissent coexister (Coco et al., 1999 ; Dehouck, 2006). La formation des croissants a été largement étudiée, alors que la destruction des systèmes n’a été que peu abordée. La principale condition de destruction des croissants serait une érosion des cornes lors de fortes conditions énergétiques (Miller et al., 1989 ; Masselink et al., 1998 ; Dehouck, 2006). Néanmoins, Almar et al. (2008) proposaient une théorie selon laquelle les croissants pourraient disparaître par accrétion des baies et migration des systèmes. Récemment, Sénéchal et al. (2014) appuyaient cette théorie via des observations réalisées au Bénin, par levé DGPS, au cours du projet COASTVAR (Almar et al., 2014). Des études ont tenté de relier l’espacement entre deux croissants aux conditions mesurées de houle (e.g. Aoki & Sunamura, 2000 ; Pais-Barbosa, 2007), mais également à des expressions théoriques empiriques (e.g. Holland & Holman, 1996 ; Holland, 1998 ; Masselink, 1999). Pour se faire, différentes méthodes in-situ ont été employées pour étudier les longueurs d’onde des croissants : les levés DGPS (e.g. Holland and Holman, 1996), les images vidéo (e.g. Holland, 1998 ; Almar et al., 2008 ; Voudoukas et al., 2012) ou encore l’utilisation de lasers terrestres (e.g. van Galen et al., 2011).

Le state 4 (TBR), est un stade couramment observé à travers le monde ; il est caractérisé par la présence de courants d’arrachement (« RIP current »), généralement liés à la présence de bancs obliques entrecoupés par de chenaux obliques (fig. 1.2.4 B). Ces courants sont fortement étudiés à cause de leurs enjeux scientifiques et sociaux (Castelle et al., 2016).

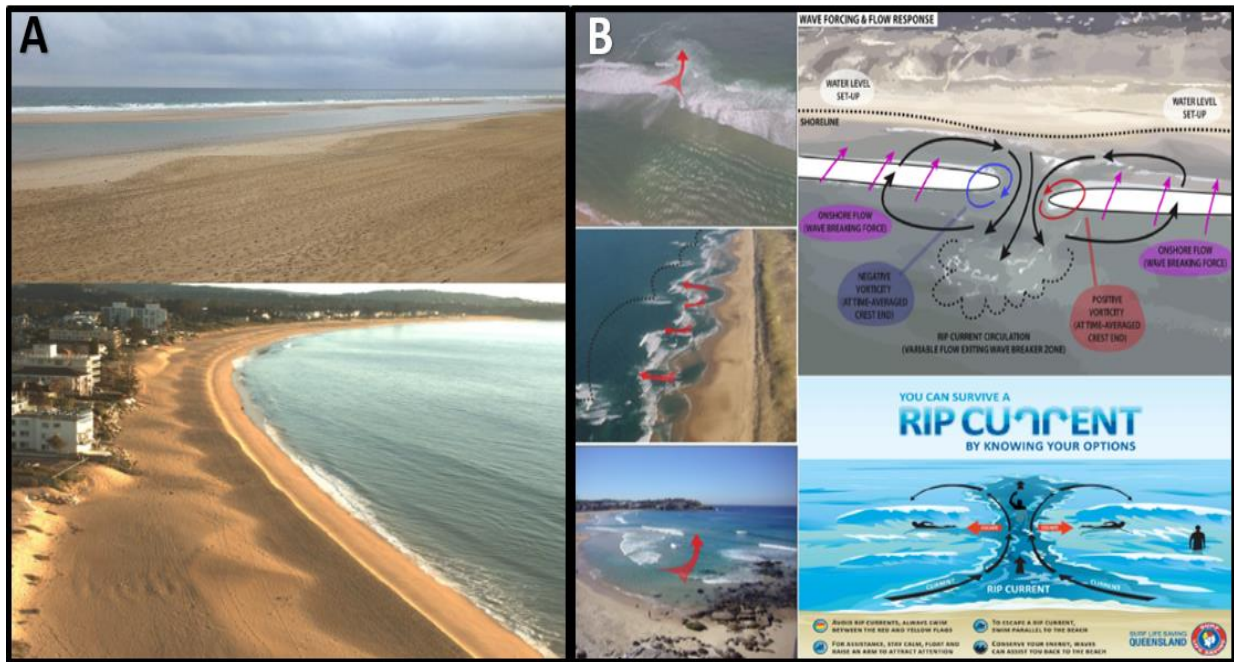


Figure 1.2.4: A: Croissants de plage à Biscarrosse (France) et Narrabeen (Australie), B : exemples et principe de fonctionnement des courants d'arrachements (d'après Castelle et al., 2016).

1.3 Méthodes de suivi des plages sableuses

Le suivi de la morphodynamique des plages sableuses est couramment réalisé selon deux approches temporelles : les échelles qualifiées de long terme (van Rijn, 2009 ; Scott et al., 2016) et les courtes échelles de temps, ou court terme (e.g. Coco et al. 2014 ; Ludka et al., 2015). L’approche choisie dépend de la méthode utilisée (matériel, période), de la finalité même de l’étude, de la zone d’étude mais également du proxy suivi.

1.3.1 Proxys

Les proxys sont des outils qui permettent le suivi simplifié de la dynamique des plages : le recul du trait de côte peut être, dans certains cas, estimé via le proxy « pied de dune ». En 2005, Boak & Turner ont proposé une synthèse des différents proxys couramment utilisés dans le suivi des plages (sableuses ou non). La figure 1.3.1 présente ces proxys regroupant à la fois, des proxys d’évolution de la dune (végétation stable, première végétation), de la morphologie des plages en lien avec de fortes conditions énergétiques (escarpement, débris) ou encore des limites liées à la marée et au déferlement

des vagues. Les proxys utilisés sont donc laissés au choix et à l’appréciation de l’auteur de l’étude. Ainsi, en fonction des études, le trait de côte peut être assimilé au pied de dune (e.g. Castelle et al., 2018) ou encore à une limite prise au-dessus du niveau moyen des mers (MSL, e.g. Sénéchal et al., 2009 ; Angnuureng et al., 2016). Toutefois peu d’études se sont attachées à évaluer conjointement ces différents proxys afin d’évaluer dans quelle mesure le choix de celui-ci influence l’interprétation des résultats obtenus.

Ainsi, le suivi morphologique des plages est souvent assimilé à un seul proxy jugé pertinent en fonction des contraintes dues à la zone étudiée, au matériel utilisé et la période de temps considérée.

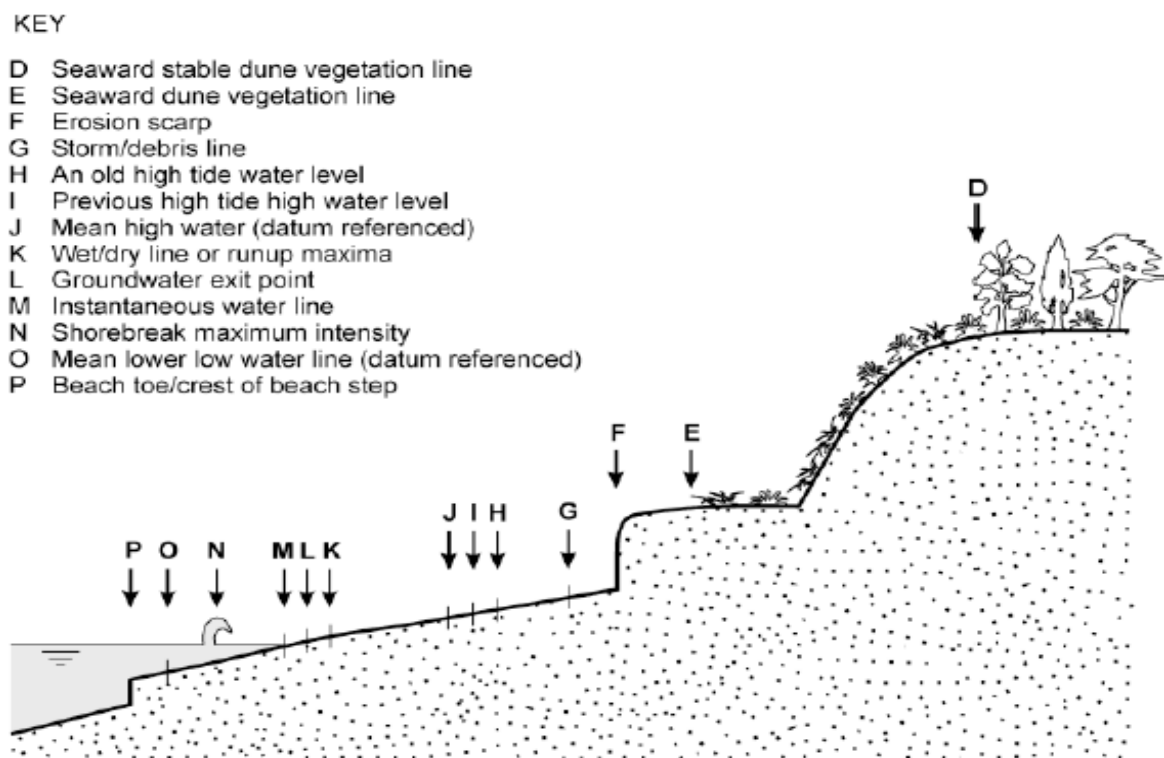


Figure 1.3.1: Proxys couramment utilisés pour l’étude de l’évolution du trait de côte (d’après Boak & Turner, 2005).

1.3.2 Suivi long terme

Le suivi long terme est généralement basé sur un jeu de données supérieur à 5 ans, servant à suivre les migrations du trait de côte dans l’espace et le temps. Premiers à être développés dans ce but, les levés DGPS (limités dans l’espace) et autres images aériennes (trop coûteuses) ont vite été supplantés par l’imagerie vidéo. En effet, dans les années 80 le développement du système vidéo par le programme ARGUS a permis une avancée considérable dans le suivi long terme des côtes (Holman &

Stanley, 2007). La vidéo est peu coûteuse une fois mise en place, et ne nécessite (théoriquement) que peu d’entretien. La vidéo est actuellement utilisée pour suivre à fois la morphologie des plages et l’évolution du trait de côte, mais également la position des barres sableuses et des courants d’arrachement (fig. 1.3.2 ; e.g. Lippman & Holman, 1989 ; Holman, 1993 ; Lafon et al., 2004 ; Quartel et al., 2007 ; Salmon et al., 2007 ; Smith et al., 2007 ; Almar et al., 2008 et 2009 ; Sénéchal et al., 2009 ; Vousdoukas et al., 2011 ; Ranasinghe et al., 2012 ; Pianca et al., 2015 ; Biauxque et al., 2016 ; Angnuureng et al., 2017). Néanmoins, l’imagerie vidéo présente quelques limites : les images ne sont pas toujours exploitables lorsque les caméras sont soumises à des intempéries ou encore quand des reflets apparaissent sur les images. De plus, l’exploitation des données et l’extraction des proxys ne sont pas encore complètement automatisées, faisant souvent appel à la digitalisation manuelle. De plus, les données extraites des images vidéo concernent généralement des iso contours d’altitude dont la détermination exacte est rendue difficile par les erreurs liées à la connaissance de la hauteur exacte du plan d’eau.

Grâce aux avancées technologiques dans le domaine spatial, le développement de l’imagerie satellite vient compléter le panel d’outils déjà disponibles pour le suivi des plages. L’imagerie satellite permet une large visualisation des systèmes (plusieurs kilomètres) sur de longues périodes temporelles. Elle donne accès à différents proxys (trait de côte, position de banc de sable et de barres sableuses, etc..) avec cependant une précision spatiale tout comme temporelle limitée (fig. 1.3.2 ; e.g. Dellepiane et al., 2004 ; Dehouck et al., 2009 ; Almonacid-Caballer et al., 2016 ; Hagenaaers et al., 2018 ; Luijendijk et al., 2018). Comme pour la vidéo, l’imagerie satellite est tributaire des conditions climatiques, mais également de la répétitivité (c’est-à-dire de la fréquence de passage) des différents satellites.

Développée depuis les années 1990, l’utilisation du LiDAR (« light (or laser) detection and ranging ») permet un enregistrement précis, soit du profil de plage quand il est en position fixe (fig. 1.3.3), soit de la surface du système lorsque le laser est aéroporté. Cette méthode donne de bons résultats et une cartographie 3D des surfaces donnant accès à l’évolution morphodynamique des plages (Sallenger et al., 2003 ; Deronde et al., 2006 ; Short & Jackson, 2013 ; Blenkinsopp et al., 2010 ; Richter et al., 2013 ; Andriolo et al., 2018 ; Elsner et al., 2018 ; Le Mauff et al., 2018). Néanmoins, le signal du LiDAR peut être facilement perturbé, comme par exemple, par le passage d’un animal lors du levé, et sa pénétration dans l’eau est limitée.

Les méthodes d’imagerie aéroportées sont de plus en plus développées. Le drone est de plus en plus utilisé puisqu’il permet de couvrir de plus grandes surfaces que les méthodes DGPS, avec peu de

moyens (e.g. Gonçalves & Henriques, 2015 ; Turner et al., 2016 ; Scarelli et al., 2017 ; Chen et al., 2018). Néanmoins, le drone est tributaire des conditions météorologiques (vent, pluie) et de la luminosité.

Enfin, il est difficile d’aborder le suivi long terme sans inclure les projections via des modèles d’évolution du trait de côte. Il en existe principalement deux : les modèles dits d’équilibre et les modèles dits « process based ». En supposant que la variabilité annuelle du trait de côte est principalement dominée par les processus cross-shore, les modèles d’équilibre vont chercher à prévoir l’évolution du profil moyen cross-shore de la plage (Sunamura, 1983 ; Wright et al., 1985 ; Kriebel & Dean, 1985 ; Larson & Kraus, 1989 ; Miller & Dean, 2004 ; Yates et al., 2011 ; Hansen & Barnard, 2010 ; Davidson et al., 2013 ; Castelle et al., 2014 ; Splinter et al., 2014). Les modèles d’équilibre sont basés sur la dynamique du profil en fonction des conditions hydrodynamiques et de l’effet de mémoire de la plage (Wright & Short, 1984). Ce concept d’effet de mémoire de la plage illustre le principe selon lequel le profil de la plage à un temps donné résulte du déséquilibre entre le profil antécédent et les conditions hydrodynamiques actuelles et antérieures en intégrant des fenêtres temporelles relativement longues (jusqu’à plusieurs mois). Ce concept d’équilibre/déséquilibre donne accès à la modélisation des plages dominées par les vagues sur des échelles de temps annuelles à pluriannuelles (Miller & Dean, 2004 ; Davidson & Turner, 2009 ; Frazer et al., 2009 ; Yates et al., 2009 ; Davidson et al., 2010 ; Kuriyama et al., 2012 ; Long and Plant, 2012 ; Splinter et al., 2013). Ces modèles sont forcés par les caractéristiques des vagues (énergie, flux d’énergie, période), les forces de frottements sur le fond et la taille du sédiment (Castelle et al., 2014). D’autres modèles dits « process based » s’emploient, quant à eux, à résoudre les processus cross-shore et lonshore de transport sédimentaire pour prédire les évolutions des plages (e.g. de Vriend et al., 1993 ; Roelvink & Broker, 1993 ; Nicholson et al., 1997 ; Roelvink et al., 2009 ; Pender & Karunrathna, 2013). Leur emploi est toutefois principalement limité à de plus courtes échelles de temps (événements).



Évolution décennale de 1986 à 2009 de la côte girondine depuis la presqu'île du Cap Ferret à Biscarrosse
Scènes Spot canal XS1 de 1986, 1997 et 2009. © CNES - Distribution Spot Image.

Figure 1.3.2: Haut : Image moyennée extraite du système vidéo Cam-era à Tairua (Nouvelle-Zélande), Bas: Images satellites des Passes du Bassin d'Arachon et de Biscarrosse (d'après Dehouck et al., 2009).

1.3.3 Suivi court terme

Le suivi long terme donne une vision globale de l'évolution des systèmes. Néanmoins, les réponses du système aux échelles saisonnière et annuelle, peuvent également dépendre des réponses à de plus courtes échelles de temps : les échelles évènementielles. Ainsi, pour prédire l'évolution du trait de côte, il est nécessaire de comprendre les processus à courtes échelles de temps et leurs impacts sur la

morphodynamique des systèmes. Les suivis court terme sont souvent réalisés lors de campagnes de terrain intensives allant de quelques jours à quelques semaines.

1.3.3.1 Suivi morphologique

A courtes échelles de temps, le suivi morphologique des plages peut être réalisé par différentes méthodes, en fonction notamment des contraintes météorologiques et matérielles, mais surtout de la surface à couvrir. Les méthodes décrites précédemment (e.g. LiDAR et drone) sont également couramment utilisées pour les suivis à courtes échelles de temps.

Les levés DGPS restent néanmoins la méthode, encore aujourd’hui, la plus utilisée puisqu’elle n’est pas dépendante de la météo, qu’elle est facile à mettre en place et peu coûteuse (Birkeimer et al., 1999 ; Kish & Donoghue, 2013 ; Smithers & Hoeke, 2014 ; Backstrom et al., 2015 ; Castelle et al., 2015 et 2017 ; Farrel et al., 2017 ; Brenne et al., 2018). Elle est également parmi les méthodes d’acquisition les plus fiables et précises, et permettent l’extraction de nombreux proxys différents (e.g. Lopes et al., 2013).

Outre le drone, une deuxième méthode aéroportée est également utilisée en acquisition de données, et dépend également du vent : la cartographie par cerf-volant (e.g. Smith et al., 2009 ; Bryson et al., 2013 & 2016). Le cerf-volant permet lui aussi de couvrir de grandes surfaces et il est indépendant d’un point de vue énergétique.

Les caméras vidéo (fig. 1.3.3) sont elles aussi utilisées lors de campagnes intensives, que ce soit pour enregistrer les conditions hydrodynamiques ou les évolutions morphologiques pendant la campagne (e.g. Almar et al., 2017).

Enfin, les levés bathymétriques, généralement réalisés par échosondeurs, apportent des informations sur la topographie des fonds marins. Cependant, les mesures bathymétriques sont complexes à mettre en place dans des milieux soumis à de fortes houles. Pour parer à ce problème les méthodes d’inversion bathymétrique à partir d’images vidéo et d’image satellites se développent (e.g. Dehouck et al., 2010), mais pour le moment, ces méthodes restent imprécises.

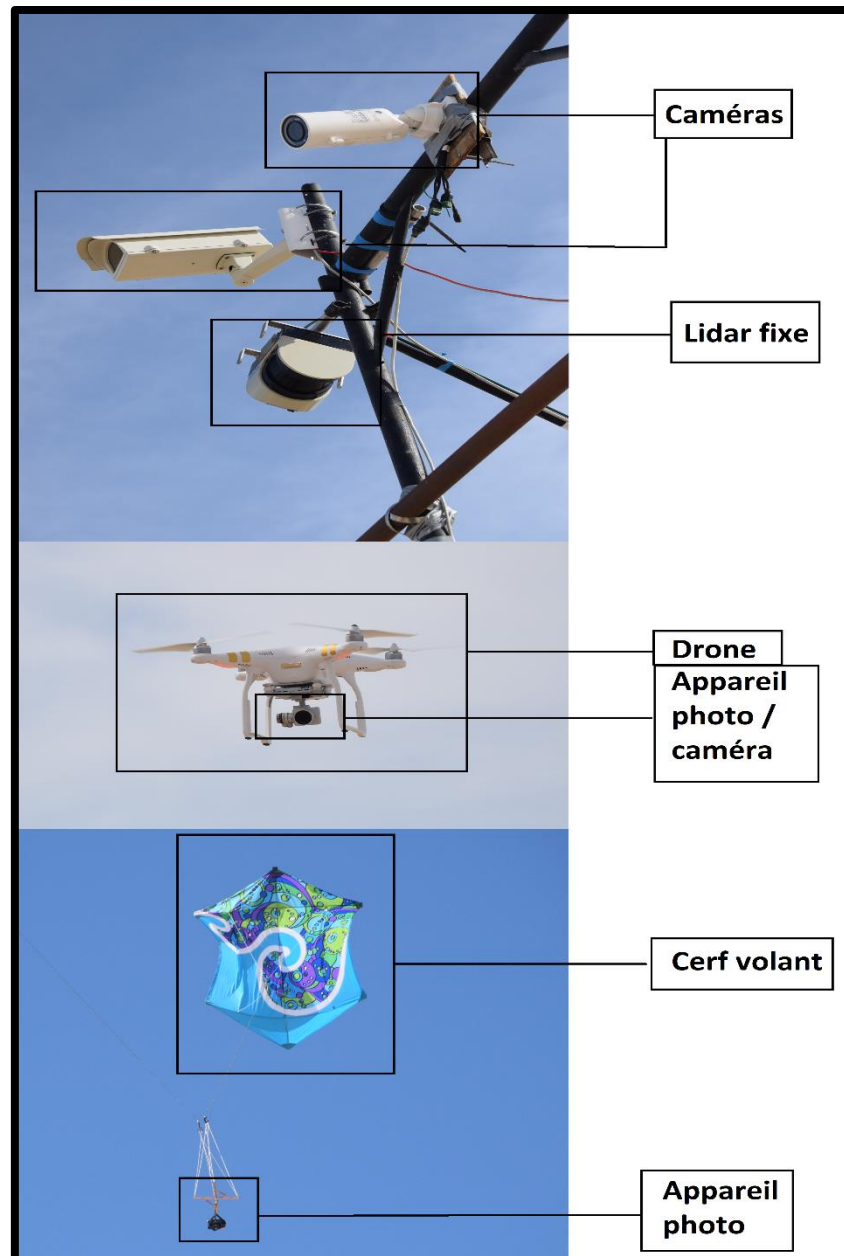


Figure 1.3.3: Outils de suivi de la morphodynamique des plages.

1.3.3.2 Suivi des processus hydro-sédimentaires

Lors de campagnes intensives, l’objectif est souvent double : comprendre l’évolution de la morphologie de la plage mais également mesurer les processus hydro-sédimentaires qui contrôlent ces évolutions morphologiques. Ainsi des instruments sont très souvent déployés conjointement aux levés morphologiques afin de comprendre ces processus. Généralement, comme lors des campagnes ECORS en 2008 (e.g. Sénéchal & Arduin, 2008 ; Parisot et al., 2009 ; Sénéchal et al., 2011) et

COASTVAR de 2015 à 2018 (e.g. Almar et al., 2014 et 2015 ; Sénéchal et al., 2014 ; Almeida et al., 2016 ; Anthony et al., 2016), des capteurs (houlographes et/ou capteurs de pression) sont déployés pour mesurer la transformation des vagues à l’approche du rivage (e.g. hauteur, énergie, profil des vagues, transferts d’énergie..) conjointement avec des courantomètres eulériens afin de mesurer les courants associés aux transformations des vagues dans la zone de déferlement.

Lors de certaines campagnes intensives, le suivi des courants longshore et d’arrachement peuvent également être réalisés via des méthodes dites lagrangiennes, dont le principe consiste à suivre le déplacement d’un objet, d’un fluide (ou d’une personne) flottant à la surface du courant. Le déploiement de drifters (flotteurs) équipés de GPS permet un enregistrement de la position des drifters au cours du temps, et donc de la dynamique des courants (fig. 1.3.4, Johnson et al., 2003 ; Schmidt et al., 2003 ; Johnson & Pattiaratchi, 2004 ; MacMahan et al., 2009 ; Gallop et al., 2018). Une autre méthode consiste à libérer un colorant dans le courant et d’enregistrer son évolution, sa trajectoire grâce à des caméras vidéo ou des drones (e.g. Brender et al., 2014 ; Clark et al., 2014 ; Brender, 2015) et ainsi d’en déduire la vitesse de surface des courants.

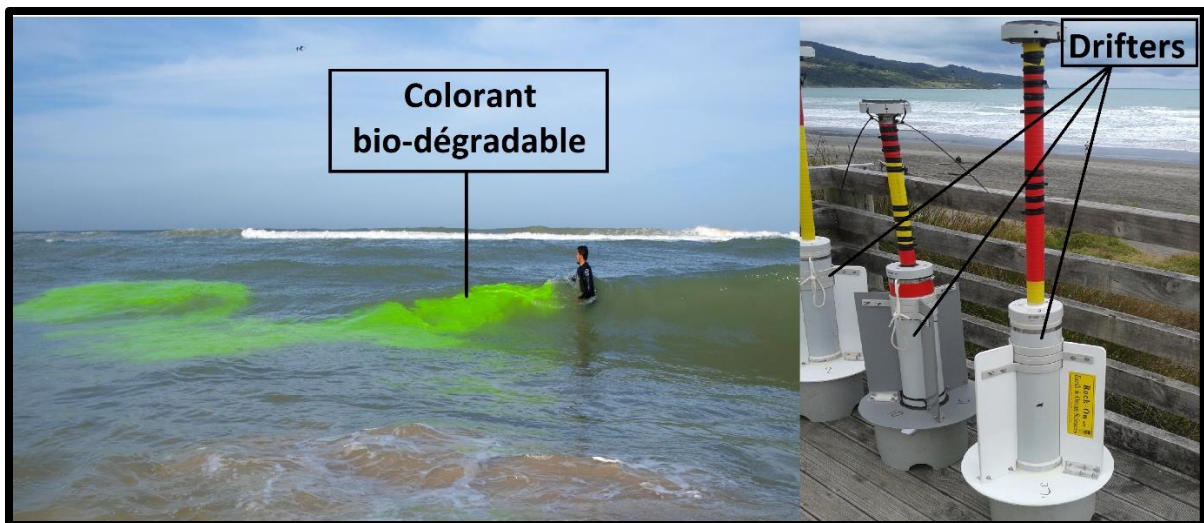


Figure 1.3.4: Méthodes de suivi des courants d’arrachement et des courants longshore.

1.4 Morphodynamiques des plages sableuses

Le morphodynamisme des plages décrit l’évolution morphologique d’un système en lien avec les conditions environnementales, comme les vagues ou encore la marée. Comme indiqué précédemment, elle est caractérisée par différentes échelles de temps qui peuvent interagir les unes

avec les autres : une dynamique globale dite long terme, une dynamique saisonnière dite moyen terme et une dynamique court terme, à l’échelle des évènements.

1.4.1 Dynamique long terme

La dynamique long terme décrit l’évolution des systèmes à l’échelle pluriannuelle (>5ans) et donne une vision globale du recul (ou de l’avancée) du système. Dans l’approche long terme, la dynamique de la plage est souvent ramenée à l’étude de l’évolution d’un unique proxy généralement assimilé au trait de côte. Une étude récente de Luijendijk et al. (2018), basée sur le traitement d’images satellites sur une période de 1984 à 2016, adresse un bilan des évolutions du trait de côte à l’échelle mondiale (Tableau 1.4.1). Selon cette étude, 31% des côtes seraient sableuses et 24% de ces côtes sableuses seraient en érosion, 48% seraient stables et 28% en accrétion. Ces chiffres restent néanmoins discutables : plusieurs auteurs ont pointé une incohérence entre certains lieux classés comme stables ou en accrétion, pour lesquelles des études locales indiqueraient davantage une tendance à l’érosion. Il semble donc que cette étude tende à surestimer les littoraux stables et en accrétion vraisemblablement en raison de la méthode d’extraction des proxys et de la précision des images satellites.

D’autres études décrivent la dynamique long terme, non pas à l’échelle globale, mais à l’échelle du site d’étude que ce soit au travers de l’analyse de longue bases de données video (e.g. Wood, 2010 ; van de Lageweg et al., 2013 ; Biauxque et al., 2016 ; Angnuureng et al., 2017), d’images satellites (e. g. Hagenars et al., 2018 ; Hakkou et al., 2018 ; Luijendijk et al., 2018), d’images aériennes (e.g. Castelle et al., 2018) ou encore de la modélisation (e.g. Walstra et al., 2012 ; Callaghan et al., 2013 ; Walstra et al., 2016 ; Karunarathna et al., 2018). Les méthodes d’imageries sont privilégiées dans le suivi long terme des littoraux sableux couvrant de plus grandes échelles spatiales, toutefois, leurs précisions restent limitées, et la détection des proxys dépend trop souvent de l’opérateur effectuant la digitalisation.

Tableau 1.4.1: Tableau récapitulatif du pourcentage de côtes sableuses à travers le monde, ainsi que des côtes sableuses en érosion (d'après Luijendijk et al., 2018).

Region	Parameter	References	Method used	Reported values	Derived values	
Global	Percentage of sandy shoreline	Bird	Interviews	20%	31%	
		Bird	Not stated	30%		
		Inman & Nordstorm	Not stated	11%		
		Hardisty	Not stated	34%		
		Van Rijn	Not stated	10–15%		
		Bascom	Not stated	75%		
		Brown	Not stated	67%		
		Durgappa	Not stated	20%		
		Bird	Not stated	40%		
		Hinkel et al.	Not stated	11%		
	Percentage of eroding sandy shoreline	Bird	Interviews	Accretion	10%	27%
			Interviews	Stable	20%	49%
			Interviews	Erosion (<-0.5 m/yr)	70%	24%
			n.a.	Intense erosion		16%
n.a.			Severe erosion		7%	
n.a.			Extreme erosion		4%	
Europe	Percentage of sandy shoreline (sandy shoreline length)	EuroSION	Aerial photos & surveys	40% (40,000 km)	23% (31,000 km)	
	Percentage of eroding sandy shoreline	EuroSION	Aerial photos & surveys	27% (excluding uplift of Finland and Sweden)	28%	
USA	Percentage of sandy shoreline	Short	Not stated	33%	30%	
	Percentage of eroding sandy shoreline (Atlantic and Gulf coast only)	Heinz Center	Aerial photos	80–90%	52%	
Australia	Percentage of sandy shoreline	Woodroffe et al. Short incl. Tasmania	Not stated	43–49%	52%	
	Percentage of eroding sandy shoreline	No source found	n.a.	Not reported	25%	

1.4.2 Dynamique saisonnière

Les cycles saisonniers des plages sableuses sont décrits comme étroitement liés aux conditions hydrodynamiques, et en particulier à la saisonnalité du régime des vagues. S’appuyant sur le principe d’équilibre précédemment décrit cette dynamique repose sur l’ajustement dynamique de la morphologie de la plage à ces conditions. Les périodes caractérisées par des conditions énergétiques élevées (e.g. hivers et périodes de moussons) induisent de l’érosion, alors que les périodes plus calmes (e.g. étés) permettent une reconstruction du système (fig. 1.4.1, e.g. Larson & Kraus, 1989 ; Masselink & Pattiaratchi, 2001 ; Splinter et al., 2013). En 2017, Davidson et al., en se basant sur un modèle d’équilibre et 1000 simulations de régimes de vagues, ont démontré que la réponse du trait de côte dépendait de la variabilité saisonnière, liée aux conditions de houle (fig. 1.4.1). Toutefois, les

simulations ont également mis en relief une forte variabilité interannuelle via la prédiction de l’érosion induite par les tempêtes et le ré-engraissement subséquent.

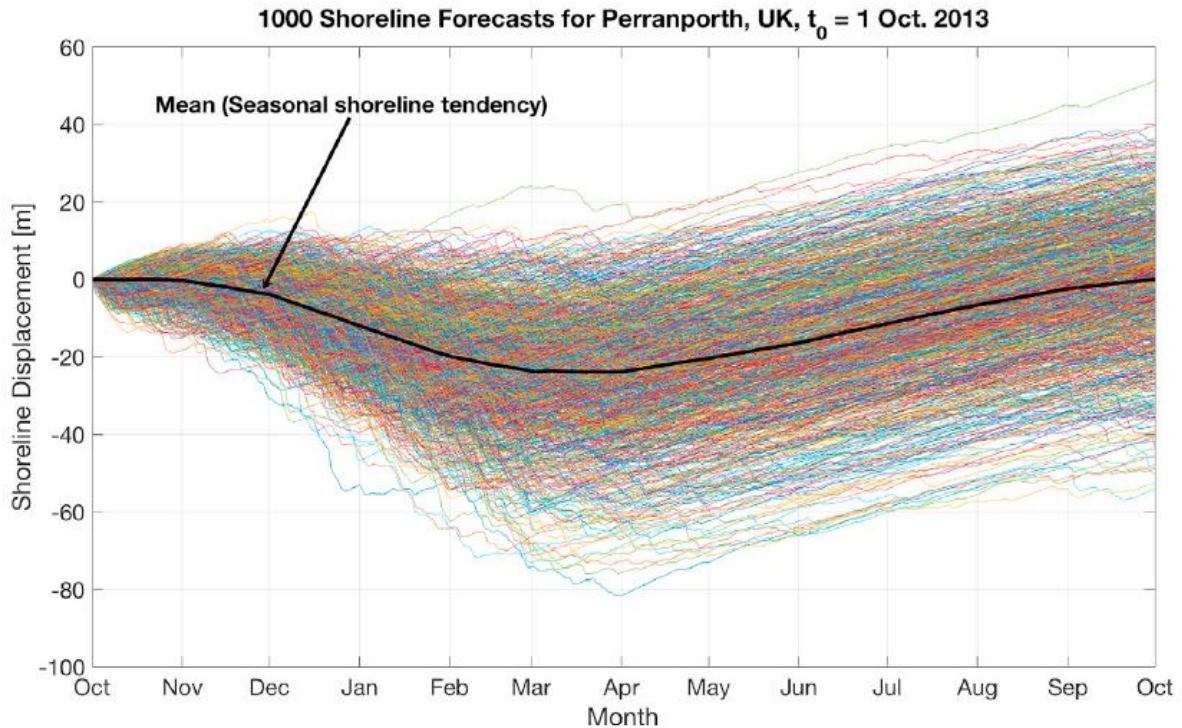


Figure 1.4.1: Variabilité saisonnière extraite d’après 1000 simulations de type « Monte Carlo » d’évolution du trait de côte (d’après Davidson et al., 2017).

1.4.2.1 Saison Hivernale

La notion d’équilibre dynamique proposée par Wright & Short, et reprise dans de nombreuses études, est à la base de la dynamique hivernale de profil de plage (e.g. Yates et al., 2009 ; Davidson et al., 2103 ; Ruiz de Alegria-Arzaburu et al., 2017). Les saisons hivernales des moyennes latitudes sont caractérisées par des conditions hydrodynamiques fortement énergétiques (e.g. Butel et al., 2002) ; cette dynamique saisonnière des caractéristiques des vagues (hauteur significative, période et incidence) influe sur la réponse du système. Ainsi, les vagues de tempêtes, très énergétiques, provoquent une rapide érosion du profil de plage (en quelques heures à quelques jours), ainsi qu’un transport cross-shore du sédiment vers le large, créant une barre sédimentaire parallèle à la côte (fig. 1.4.2 ; e.g. Thornton et al., 1996 ; Price and Ruessink, 2011 ; Vousdoukas et al., 2012 ; Garnier et al., 2013 ; Contardo and Symonds, 2015). Ainsi, au cours de la saison hivernale, le système s’adapte aux

conditions environnementales : la morphologie de la plage devient plus dissipative, la plage supratidale plus étroite et la barre offshore s’engraisse, servant de zone de stockage de sédiment pour le système (e.g. Aubrey, 1979 ; Wright and Short, 1984 ; Quartel et al., 2008 ; Segura et al. 2018). La barre sert également de protection pour le système en induisant un déferlement bathymétrique des vagues, libérant une partie de leur énergie (e.g. Price & Ruessink, 2010 ; van de Lageweg et al., 2013 ; Senechal et al., 2015). Le reste de l’énergie est ensuite dissipée le long de la pente de la plage.

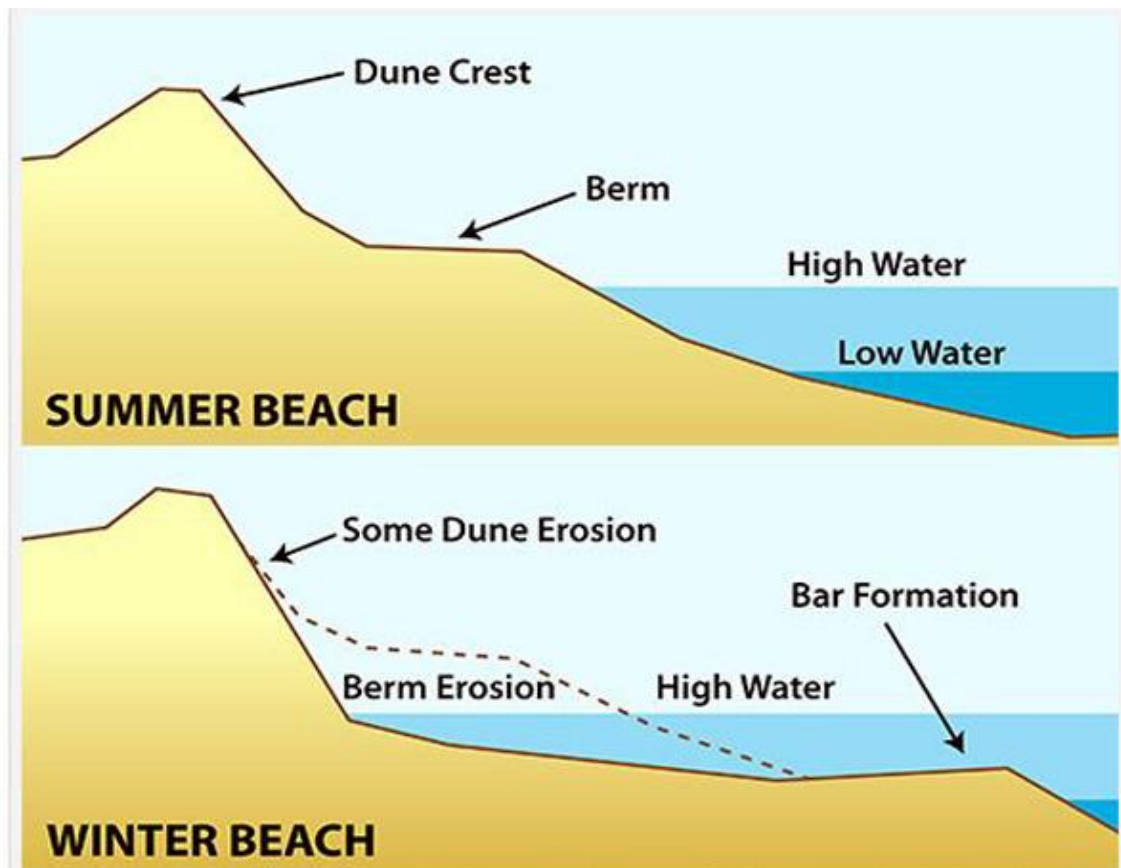


Figure 1.4.2: Profils d'équilibre des plages sableuses typique pour la saison estivale (haut) et hivernale (bas).

1.4.2.2 Saison estivale

La saison estivale, par opposition à la saison hivernale, est contrôlée par des régimes de vagues faibles à modérés. Ces périodes de conditions faiblement énergétiques sont propices à la migration de la barre sableuse vers le haut de plage, à la reconstruction des systèmes du haut de plage (plage, berme et dune). Le sédiment érodé pendant l’hiver et piégé dans la barre, est remis en suspension et déplacé par les vagues vers la plage intertidale. Ce processus est lié à l’asymétrie des vagues et aux forces de

frottement sur le fond (e.g. Gallagher et al., 1998 ; Hoefel and Elgar, 2003 ; Ruessink et al., 2007 ; Kuriyama, 2012). Les périodes de reconstruction saisonnière (« recovery periods ») se déroulent selon quatre grandes étapes (Phillips, 2017). La première étape est une migration de la barre vers la plage identifiable par une modification de la position de la barre, une augmentation du volume de la plage intertidale et/ou une transition d’état de la plage (e.g. Aubrey et al., 1979 ; Wright et al., 1985 ; Sénéchal et al., 2015) . La seconde étape est un déplacement du sédiment de la barre, vers la plage intertidale puis la plage supratidale, aboutissant à une augmentation du volume de la plage « aérienne » (e.g. Morton et al., 1994 ; Houser et al., 2015 ; Castelle et al., 2017). Le sédiment disponible est alors accumulé et initie la reconstruction de la berme estivale. Ce ré-engraissement de la berme est étudié via le suivi de la largeur de la berme (e.g. Hine et al., 1979), la hauteur de la crête de berme (Jensen et al., 2009), le volume de la plage supratidale (e.g. Dubois, 1988), la pente de plage (e.g. Wang et al., 2006) ou encore la morphologie 3D de la plage intertidale (e.g. Poate et al., 2014). Enfin, la dernière étape prend en compte tous les processus éoliens en jeu dans la reconstruction de la dune (e.g. Morton & Paine, 1985 ; Suanez et al., 2012 ; Houser et al., 2015). L’étude des périodes de ré-engraissement estivales peuvent alors être abordées par le suivi de différents proxys (ou indicateurs) représentatifs de chaque étape décrite précédemment : le suivi des migrations cross-shore des barres (e.g. Sallenger et al., 1985 ; Lippman & Hollman, 1990 ; Plant et al., 1999 ; Ruessink et al., 2009 ; Ranasinghe et al., 2012 ; Masselink et al., 2014 ; Sénéchal et al., 2015), le suivi de l’évolution de la berme (Tableau 1.4.2, e.g. Dubois et al., 1988 ; Wang et al., 2006 ; Yu et al., 2013 ; Phillips, 2017), le suivi de la progradation du trait de côte (Tableau 1.4.3, e.g. Ruggiero et al., 2005 ; Houser & Hamilton, 2009 ; Corbella & Stretch , 2012 ; Angnuureng et al., 2017 ; Phillips, 2017), le suivi des volumes de la plage supratidale (Tableau 1.4.4, e.g. Quartel et al., 2008 ; Scott et al., 2015 ; Castelle et al., 2017 ; Phillips, 2017), ou encore l’évolution de la dune (e.g. Morton & Paine, 1985 ; Aagaard et al., 2004 ; Maspataud et al., 2009).

La « recovery » saisonnière est généralement qualifiée de complète lorsque le proxy suivi est revenu à sa valeur de départ, c’est-à-dire avant la saison hivernale (fig. 1.4.3, a et e ; e.g. Thorn & Hall, 1991 ; Morton et al., 1994), . Dans le cas contraire, elle peut être qualifiée de partielle (fig. 1.4.3, c et f ; e.g. Zhang et al., 2002 ; Scott et al., 2016), d’inexistante (fig. 1.4.3, b ; e.g. Morton et al., 1994) ou, au contraire, en excès (fig. 1.4.3, d ; e.g. Zhang et al., 2002). Toutefois, la recovery peut également être observée au-delà des périodes estivales, notamment lorsque la période hivernale a été particulièrement énergétique (e.g. Scott et al., 2016 ; Castelle et al., 2018).

Tableau 1.4.2: Taux de ré-engraissement des plages, basé sur la reconstruction de la berme, en fonction du type de plage (d’après Phillips, 2017).

Environmental setting						
Modal wave energy	Tidal range	Selected references	Location	Berm indicator	Observed recovery duration	Observed recovery rates
Low energy	Microtidal	(Morton et al., 1994)	Galveston Island, United States	Foreshore slope Berm crest elevation	Few months to a year	
		(Wang et al., 2006)	Fort Walton Beach to St. George Island, United States	Foreshore slope Berm crest elevation	1 month 3 months	1 m /90 days (0.01 m/day)
		(Yu et al., 2013)	Hong Kong Island, China	Berm elevations	4 months	1 m /4 months (0.008 m/day)
Moderate to High energy	Microtidal	(Bascom, 1954)	Carmel Beach, United States	Berm width	Seasonal	40 to 60 feet/month (0.4 to 0.6 m/day)
		(Wearne, 1977)	Stuarts Point and Bonville Creek, Australia	Berm elevations	Incomplete after 12 months	0.77 to 0.90 m/year (≈0.002 m/day)
		(Phillips et al., 2017)	Narrabeen, Australia	Subaerial volume following berm erosion	2.5 months	0.67 m³/m/day Up to 3.5 m³/m/tide (7 m³/m/day)
		(Dubois, 1988)	Dewey Beach, United States	Subaerial volume following berm erosion	6 months	
				1) Aggradation	First 3 months	40 m ³ /m/3 months (0.44 m ³ /m/day) Up to 5.3 m ³ /m/day
				2) Progradation	Second 3 months	20 m ³ /m/3 months (0.22 m ³ /m/day)
	Micro/mesotidal	(Hine, 1979)	Nauset Beach, United States	Berm width 1) Neap berm 2) Swash bar welding 3) Berm-ridge		Over 16 weeks: 8m (0.5 m/day) 22m (1.4 m/day) 115m (7.2 m/day)
		(Aubrey and Ross, 1985)	Torrey Pines, United State	Eigenfunctions of beach profile	Seasonal (5 to 6 months) 3 month lag in start of berm recovery	

Tableau 1.4.3: Taux de ré-engraissement des plages, basé sur la position du trait de côte, en fonction du type de plage (d’après Phillips, 2017).

Environmental setting								
Modal wave energy	Tidal range	Selected references	Location	Shoreline contour	Shoreline erosion magnitude	Observed recovery duration	Observed recovery rates	
Low energy	Microtidal	(Morton et al., 1994)	Galveston Island, United States	MSL	Up to 30 m	Few months to 1 year		
		(Houser and Hamilton, 2009)	Santa Rosa Island (Florida), United States	MSL	64 m (mean)	Incomplete after one year	19 m/year (0.05 m/day)	
		(Mulcahy et al., 2016)	NE Yucatan Peninsula, Mexico	MHW	10+ m	8 months	Up to 7.6 m/8months (0.03 m/day)	
		(Yu et al., 2013)	Hong Kong Island, China	HWL	10 to 30 m	4 months at one site Incomplete at other	Up to 5 m/4 months (0.04 m/day)	
Moderate to High energy	Microtidal	(Quartel et al., 2008)	Noordwijk, Netherlands	MHW/MSL	10 to 30 m	Few days		
		(List et al., 2006)	North Carolina United States	MHW	10 to 20 m	Days to weeks	0 (m/day)*	
		(Splinter et al., 2011b)	Gold Coast, Australia	MSL	15 to 22 m	6 to 12+ months	0.3 to 0.7 m/week (0.04 to 0.1 m/day)	
		(Sexton and Hayes, 1991)	South Carolina, United States	HWL	23 to 29 m	12 months	23 to 29 m/year (0.06 to 0.08 m/day)	
		(Phillips et al., 2015)	Narrabeen, Australia	MHW	20 to 30 m	Several months to a year	0.05 to 0.15m/day with weekly variability up to 0 (m/day)	
		(Phillips et al., 2017)						
			(Corbella and Stretch, 2012)	Durban, South Africa	Upper Swash Lower Swash	≈50 m	1.8 years 1.3 years	27 m/year (0.07 m/day) 39 m/year (0.11 m/day)
		Mesotidal	(List et al., 2006)	Cape Cod, United States	MHW	10 to 20 m	Days to weeks	0 (m/day)*
	(Ruggiero et al., 2005)		Oregon and Washington, United States	MHW	6 to 36 m	Seasonal	11 to 29 m/season (0.06 to 0.16 m/day)	
		Meso/macro tidal	(Senechal et al., 2015) (Angnuureng et al., 2017)	Biscarrosse, France	MHW	10 to 30 m	Seasonal	Rapid 10 to 15 m/month (0.3 to 0.5 m/day) and stable phases. Immediate recovery up to 3.7 m/day*

*Observed immediately within days following storm

Tableau 1.4.4: Taux de ré-engraissement des plages, basé sur l'évolution du volume de la plage supratidale, en fonction du type de plage (d'après Phillips, 2017).

Environmental setting		Selected references	Location	Magnitude of storm erosion	Observed recovery duration	Observed recovery rates
Modal wave energy	Tidal range					
Low energy	Non-tidal	(Tătui et al., 2014)	Sulina-Sfantu Gheorghe, Romania	16 to 50+ m ³ /m	1.5 to 6 years	8 to 15 m ³ /m/year (0.02 to 0.04 m ³ /m/day)
	Microtidal	(Kriebel, 1987)	Clearwater Beach, United States	No pre-storm data	Interrupted by storm after 2 months	Initially up to 2.7 m ³ /m/day* Following 2 months: 3 m ³ /m (0.05 m ³ /m/day)
		(Yu et al., 2013)	Hong Kong Island, China	10 to 30 m (shoreline erosion)	4 months at one site Incomplete at other	Up to 700m ³ /4 months for 170m beach length (0.03 m ³ /m/day)
		(Morton et al., 1994; Morton et al., 1995)	Galveston Island, United States	51 to 73 m ³ /m	4 to 5 years	5 to 30 m ³ /m/year (0.01 to 0.08 m ³ /m/day)
		(Houser and Hamilton, 2009; Houser et al., 2015)	Santa Rosa Island (Florida), United States	146 m ³ /m (mean)	2 to 7 years	Mean 28 m ³ /m/year (0.08m ³ /m/day)
		(Priestas and Fagherazzi, 2010)	St. George Island, United States	7 m ³ /m	Incomplete after 1 year	-18 to 16m ³ /m/year (-0.05 to 0.04 m ³ /m/day)
Moderate to High energy	Microtidal	(Birkemeier, 1979)	Long Beach Island, Ludlam Island, Dare County, United States	8 to 26 m ³ /m	4 days at one site Incomplete at others	-1 to 10 m ³ /m/day*
		(Everts and Czerniak, 1978)	Absecon Island and Ludlam Island, United States	7 to 20 m ³ /m (per storm) 20 to 38 m ³ /m (per season)	Seasonal	20 to 38 m ³ /m per season (= 0.11 to 0.21 m ³ /m/day)
		(Kana, 1977)	Debidue Island, United States	Up to 15 m ³ /m	Incomplete after 4 days	Up to 6.5 m ³ /m/4days (1.6 m ³ /m/day)*
		(Quartel et al., 2008)	Noordwijk, Netherlands	19 m ³ /m	Seasonal	19 m ³ /m/season (0.11 m ³ /m/day)
		(Kobayashi and Jung, 2012)	Rehoboth and Dewey Beach, United States	37 to 91 m ³ /m	Several months	38 to 86 m ³ /m/7months (0.18 to 0.41 m ³ /m/day)
		(Katuna, 1991)	Isle of Palms, United States	31 m ³ /m (mean)	Incomplete after 8 months	
		(Thom and Hall, 1991)	Moruya, Australia	150 to 250 m ³ /m	7 years 4 phases of 6, 8, 12 and 42 months respectively	0.12 to 0.42 m ³ /m/day
		(Phillips et al., 2017)	Bilgola, Mona Vale, Narrabeen, Dee Why, Australia	5 to 82 m ³ /m	Individual profiles: Days to 1+ year Embayments: 2 to 8 months Overall: Several months	Individual profiles: 0.1 to 1.6 m ³ /m/day Embayments: 0.1 to 0.3 m ³ /m/day Overall median: 0.24 m ³ /m/day
		(Corbella and Stretch, 2012)	Durban, South Africa	120 to 250 m ³ /m	Individual profiles: 0.5 - 6 years Alongshore-averaged: 1.5 to 3 years Overall mean: 2 years	Individual profiles: 40 to 520 m ³ /m/year (0.11 to 1.42 m ³ /m/day) Alongshore-averaged: 45 to 204 m ³ /m/year (0.12 to 0.56 m ³ /m/day) Overall mean: 90 m ³ /m/year (0.25 m ³ /m/day)
		(Vousdoulas et al., 2012)	Faro Beach, Portugal	Up to 30 m ³ /m	Incomplete after 24 days	Up to 10m ³ /m/day*
	Meso-tidal	(Castelle et al., 2017)	Truc Vert Beach, France	180 m ³ /m	1.5 years	12 m ³ /m/month (0.4 m ³ /m/day) between winters
Macro-tidal	(Scott et al., 2015) (Scott et al., 2016)	Perranporth Beach, England	165 m ³ /m	3 to 5 years	Mean 95 m ³ /m/year	

*Observed immediately within days following a storm

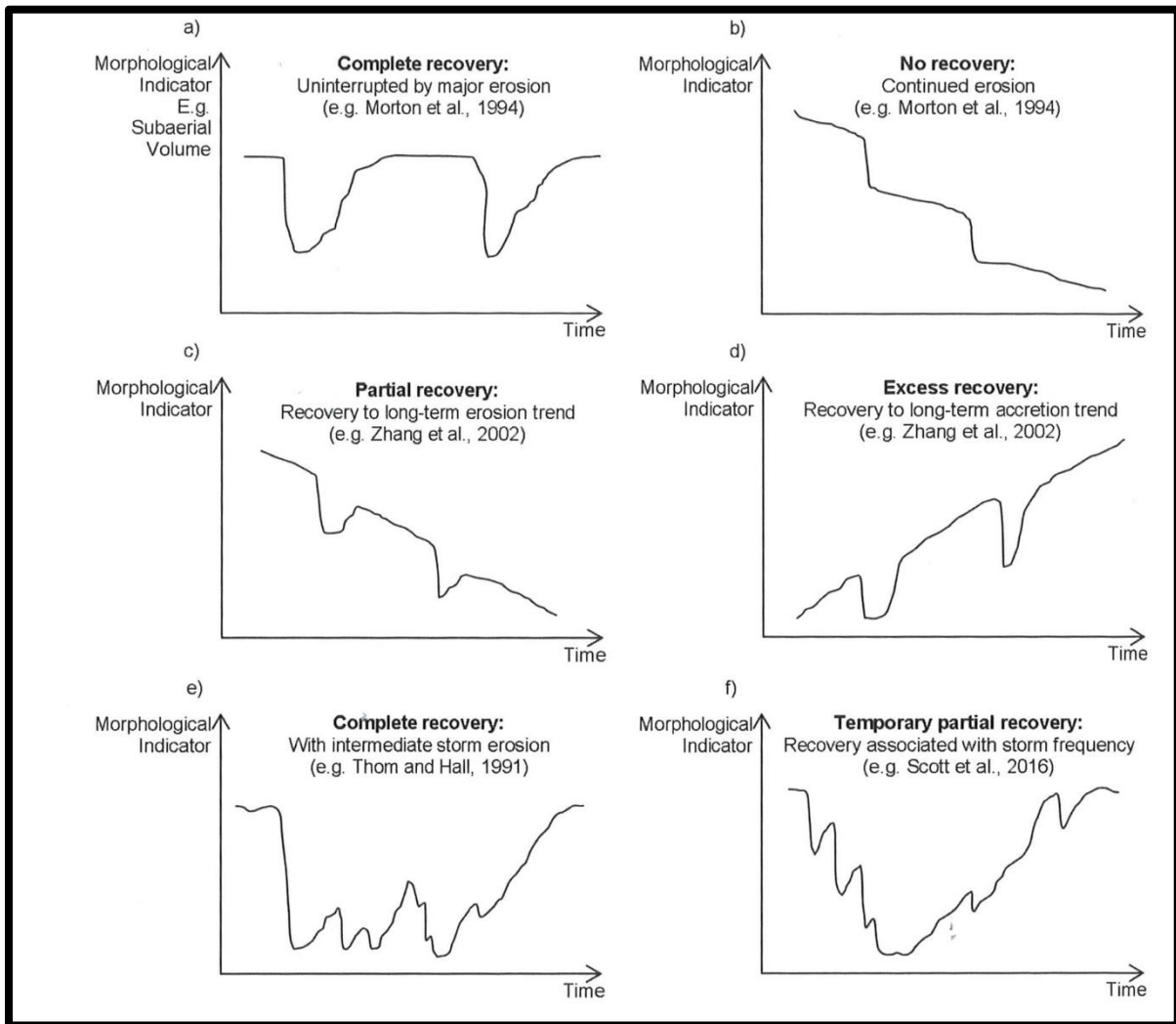


Figure 1.4.3: Schéma des différents types de ré-engraissement (d'après Phillips, 2017).

1.4.3 Dynamique événementielle

La dynamique événementielle décrit l'évolution des systèmes à courtes échelles de temps (quelques heures à quelques jours), permettant le suivi morphologique en lien avec les tempêtes, et les clusters de tempêtes. L'étude de cette dynamique est importante car les évènements récents de l'hiver 2013/2014 (e.g. Castelle et al., 2015) ont rappelé que la réponse événementielle de la plage pouvait être du même ordre de grandeur que la réponse attendue du système à l'échelle de plusieurs années. Bien que ceci fût connu depuis plusieurs décennies (fig. 1.4.4), un tel évènement n'avait pas été enregistré et sa prise en compte a été nécessaire pour remettre à jour des projections de la position

du trait de côte (e.g. GIP Littoral Aquitain). De plus, que peu d’études ont réellement abordé l’impact de la dynamique évènementielle sur la dynamique saisonnière.

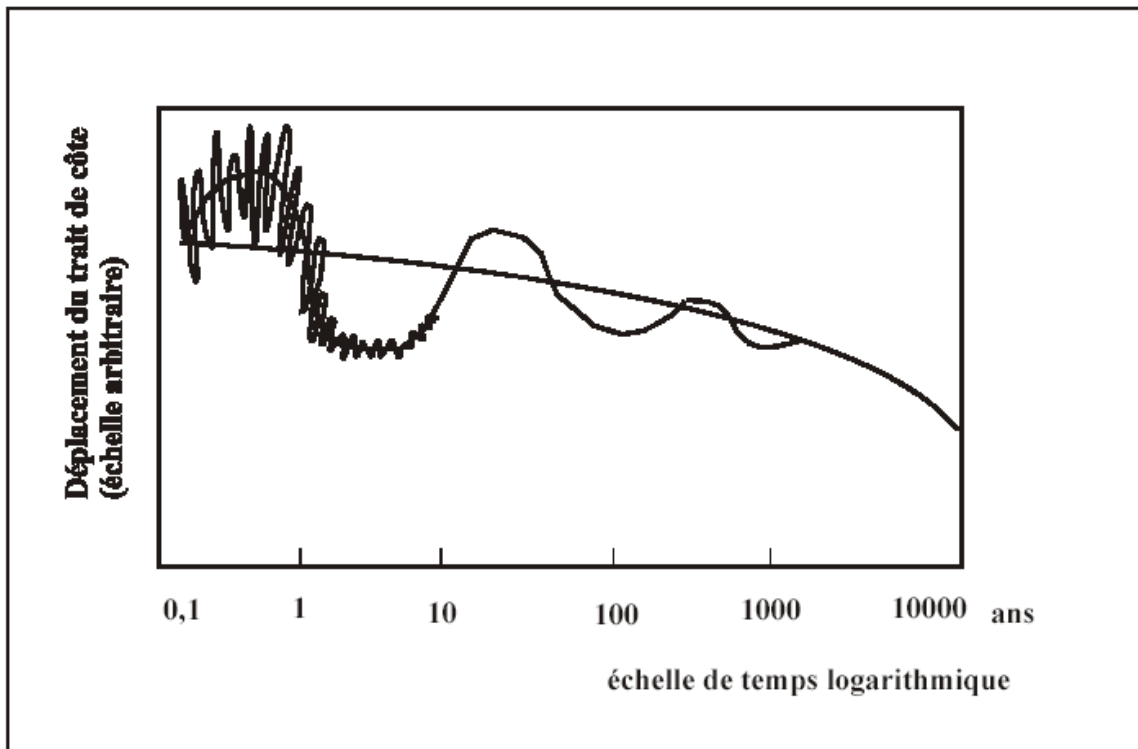


Figure 1.4.4: Fluctuations de la position du trait de côte, à différentes échelles de temps (d'après Terwindt & Kroon, 1993).

1.4.3.1 Evènements isolés

En 2017, Harley a démontré la difficulté de donner une définition précise des tempêtes. Néanmoins, il caractérise les tempêtes comme étant des perturbations locales des conditions maritimes, à savoir les vagues et/ou le niveau d'eau, induites par la météorologie, et provoquant une altération de la morphologie du littoral. Cette altération peut être faible ou modérée, à fortement significative. Les tempêtes océaniques ne sont pas toujours liées à des tempêtes météorologiques, c'est-à-dire à la présence de précipitation et/ou de forts vents. Deux approches sont généralement utilisées pour identifier les événements énergétiques considérés comme des tempêtes : 1) l'approche dite de circulation-environnement (Mather et al., 1964 ; Short & Trenamann, 1992 ; Betts et al., 2010 ; Lionello et al., 2012) , et 2) l'approche statistique. L'approche de circulation-environnement permet une meilleure compréhension de la relation entre le régime des tempêtes à l'échelle régionale, et la réponse induite du littoral à l'échelle locale (Harley, 2017). Elle se base sur une première classification réalisée à l'échelle régionale, comparée ensuite à des observations de la réponse du trait de côte à

l’échelle locale. L’approche statistique est l’approche généralement favorisée pour caractériser les tempêtes via la méthode POT (« Peak Over Threshold », fig. 1.4.5). Cette méthode est basée sur des séries temporelles de données de houle, afin de définir trois critères principaux : un seuil de hauteur significative des vagues, « H_{seuil} », une durée minimale de l’événement, « D », et un critère d’indépendance météorologique, « I » (e.g. Harley et al., 2010 ; Plomaritis et al., 2015 ; Cid et al., 2015). La durée « D » représente la période de temps durant laquelle les hauteurs significatives des vagues dépassent le seuil « H_{seuil} ». Le critère d’indépendance météorologique « I » est un paramètre déterminant la période nécessaire entre deux tempêtes, pour s’assurer qu’elles aient deux origines différentes (e.g. Angnuureng, 2017 ; Harley, 2017). La détermination des valeurs attribuées à chacun de ces critères est dépendante du site d’étude : le tableau 1.4.5 donne quelques exemples des critères choisis à travers le monde. Le « H_{seuil} » est généralement déterminé selon l’historique des vagues de la zone d’étude, et basé sur des valeurs statistiques comme le $H_{99,5\%}$ (e.g. Luceno et al., 2006) ou encore le $H_{95\%}$ (e.g. Masselink et al., 2014). Le critère « I », quant à lui, doit être inférieur à la période de reconstruction de la plage après une tempête individuelle (Morton et al., 1995).

L’intensité des tempêtes isolées (ou individuelles) est principalement dépendante de l’énergie des vagues (liée au H_s), de la durée de l’événement (liée à la taille de la perturbation), ainsi qu’à la direction des vagues à la côte (Penland et al., 1989 ; Masselink & van Heteren, 2014). En effet, plus une tempête sera longue et plus elle serait amenée à avoir un impact significatif à la côte (e.g., Claudino-Sales et al., 2008), en particulier dans des environnements à marnage significatif où la probabilité d’avoir conjointement des vagues énergétiques et de fortes amplitudes de marée augmenterait ; concernant la direction des vagues, peu d’études ont été réalisées sur des systèmes de plages ouvertes mais les quelques travaux (Wang et al., 2006; Fritz et al., 2007) suggéreraient que des vagues avec une faible incidence à la côte causeraient plus de dégâts que des vagues obliques.

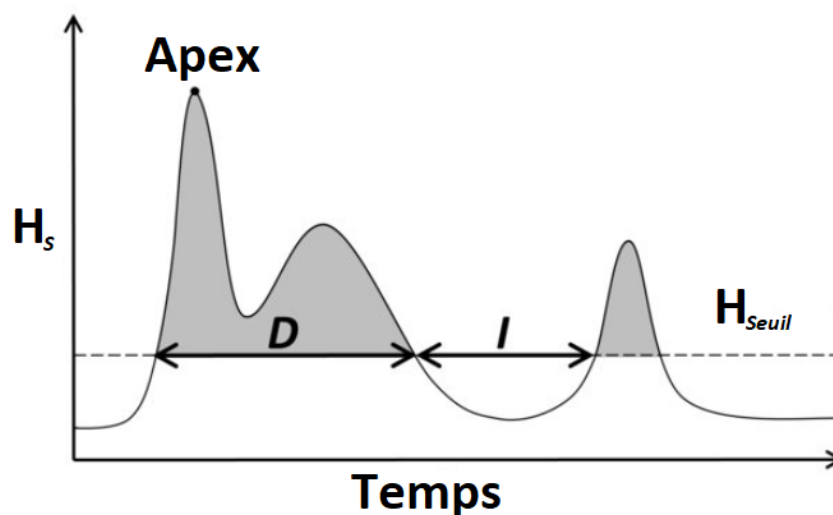


Figure 1.4.5: Méthode de définition des tempêtes: le Peak Over Threshold (POT, d'après Harley, 2017, modifié).

Tableau 1.4.5: Détermination des critères de caractérisation des tempêtes dans le monde (d'après Harley, 2017, modifié).

Site d'étude	H_s moyen	H_{seuil}	Durée minimale (D)	Critère d'indépendance météorologique (I)	Référence
Lake Huron, Canada	1,0 m (hiver)	2,0 m	Non spécifiée	Non spécifiée	Houser & Greenwood (2005)
Côte Est des Etats-Unis	1,6 m	2,5 m	Non spécifiée	Non spécifiée	Dolan & Davis (1992)
NSW, Australie	1,6 m	3,0 m	6 h	24 h	Shand et al. (2010)
Perth, Australie	2,7 m (hiver)	4,0 m	Non spécifiée	Non spécifiée	Lemm et al. (1999)
Durban, Afrique du Sud	1,7 m	3,5 m	Non spécifiée	2 semaines	Corbella & Stretch (2012)
Algarve, Portugal	0,9 m	3,0 m	Non spécifiée	30 h	Almeida et al. (2012)
Perranporth, Royaume-Uni	1,4 m	2,8 m	$H_{95\%}$	Non spécifiée	Masselink et al. (2014)

Catalogne, Espagne	0,8 m	2,0 m	6 h	72 h	Mendoza et al. (2011)
Gironde, France	1,4 m	3,9 à 4 m	12 h	5 jours	Sénéchal et al. (2015)
Emilia-Romagna, Italie	0,4 m	1,5 m	6 h	Non spécifiée	Armaroli et al. (2012)
Cadiz, Espagne	1,0 m	1,5 m	Non spécifiée	Non spécifiée	Plomaritis et al. (2015)

Tout comme la dynamique saisonnière, la dynamique événementielle suit un cycle d'érosion/reconstruction, mais sur des échelles de temps plus courtes ('storm/post-storm cycle'). Ainsi, l'évolution morphologique des littoraux est dite « non-linéaire » puisque gouvernée par de nombreux processus physiques (Castelle et al., 2007 ; Masselink & van Heteren, 2014 ; Masselink et al., 2016).

En 2014, Masselink & van Heteren ont proposé une synthèse récapitulant les processus et les interactions lors des cycles événementiels (fig. 1.4.6) : en bleu, les caractéristiques des vagues, en rose, les facteurs locaux, en violet, les impacts dus aux tempêtes, en noir, les réponses morphologiques à l'érosion, en vert, les réponses aux phases d'accrétion/engraissement et en orange les impacts sur la réponse long terme du système. Ils définissent quatre types d'impacts, illustrés par la figure 1.4.7 (Wang & Briggs, 2015) : 1) le jet de rive (« swash ») qui correspond à la lame d'eau remontant sur la plage (e.g. Larsen & Kraus, 1994 ; Lee et al., 1998 ; Birkemeier et al., 1999), 2) la collision (e.g. Roberts et al., 2013) qui caractérise l'impact direct des vagues sur le pied de dune, 3) l'overwash qui qualifie le passage de la lame d'eau par le sommet de la dune (e.g. Buscombe & Masselink, 2006 ; Stockdon et al., 2007 ; Wang & Howitz, 2007 ; Matias et al., 2012), et enfin, 4) l'inondation lorsque la dune a été franchie (e.g. Claudino-Sales et al., 2010). Les régimes de « swash » et de collision sont les régimes les plus observés.

Ainsi, durant les tempêtes, en régime swash, une érosion de la berme est initiée, le sable est transporté vers le large et déposé pour former une barre sableuse (ou pour nourrir une barre préexistante). Cette érosion de la plage supratidale, parfois associé à un recul du pied de dune (si collision), induit un recul du trait de côte et une réduction de la largeur de la plage (e.g. Castelle et al., 2015 ; Loureiro et al., 2016 ; Burvingt et al., 2017 ; Phillips, 2017). Le profil de plage est alors modifié : la pente de plage est plus forte, le profil est dit concave. Lors d'événements extrêmes et exceptionnellement énergétiques, le sédiment est transporté plus au large (hors de la zone de surf) déséquilibrant le budget sédimentaire

de la plage, le sédiment n’étant plus disponible pour des houles faiblement à modérément énergétiques (e.g. Masselink & van Heteren, 2014).

Lors de tempêtes modérées, le sédiment reste disponible pour la reconstruction post-tempête de la plage. Le sédiment peut alors être rapidement mobilisé et transporté vers la plage lors de conditions énergétiques plus modérées, grâce à des processus liés aux vagues, et permet un ré-engraissement du système. Cette période de reconstruction est couramment appelée « recovery period » dans la littérature, au même titre que la « recovery » saisonnière (e.g. Morton et al., 1994 ; Corbella & Stretch, 2012 ; Vousdoukas et al., 2012 ; Scott et al., 2016). Toutefois, le ré-engraissement post-tempête est souvent considéré comme une période de transition entre deux événements énergétiques : la période de reconstruction est alors caractérisée de partielle (Morton et al., 1994), puisque mise en place sur des échelles de temps trop courtes.

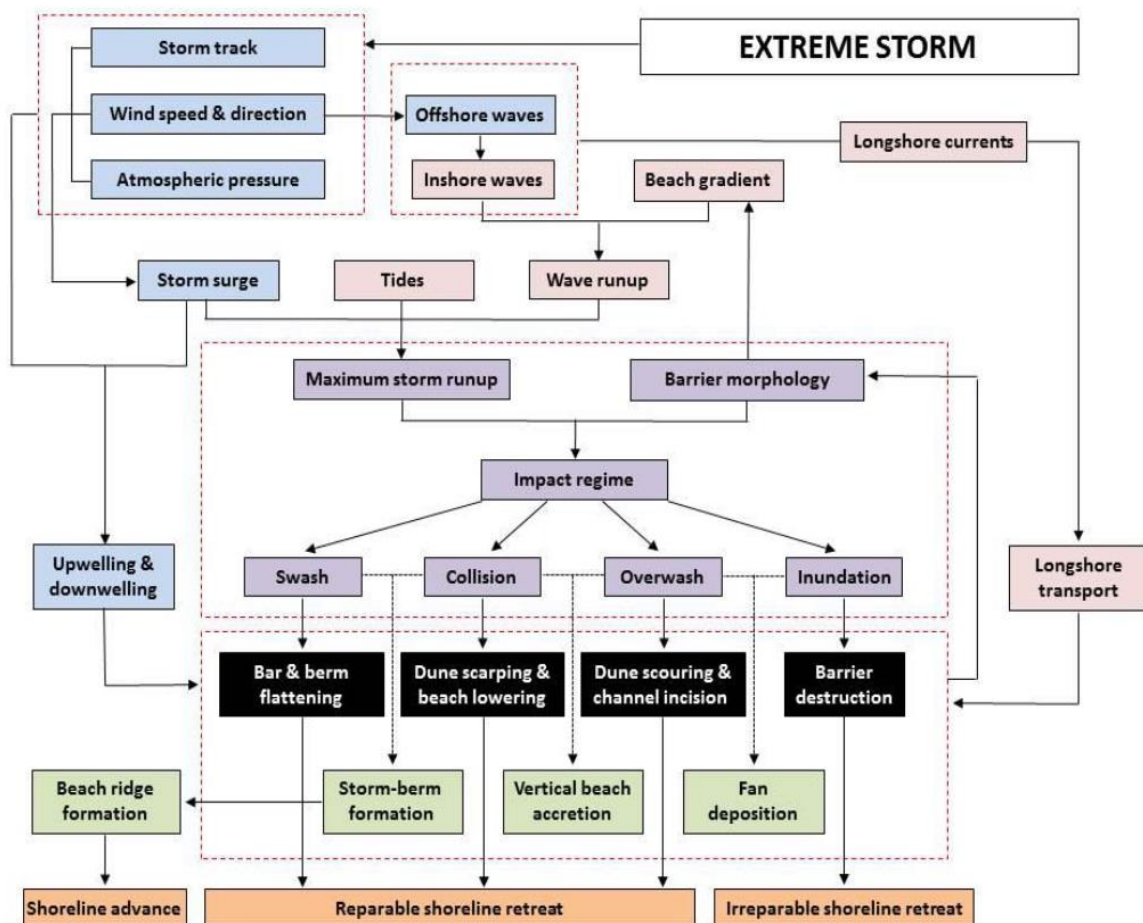


Figure 1.4.6: Synthèse récapitulative des processus et des interactions lors d'événements extrêmes (d'après Masselink & van Heteren, 2014).

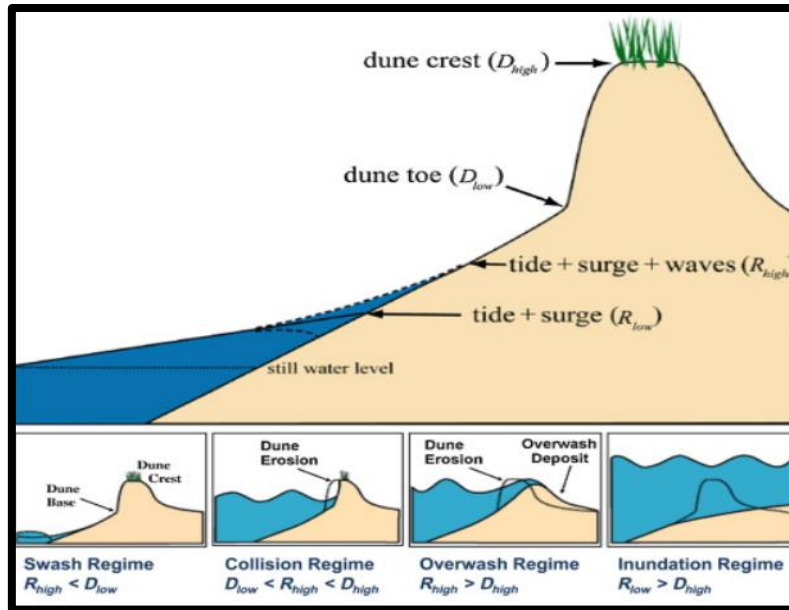


Figure 1.4.7: Les différents types de régimes impactant le système plage/dune (d'après Wang & Briggs, 2015).

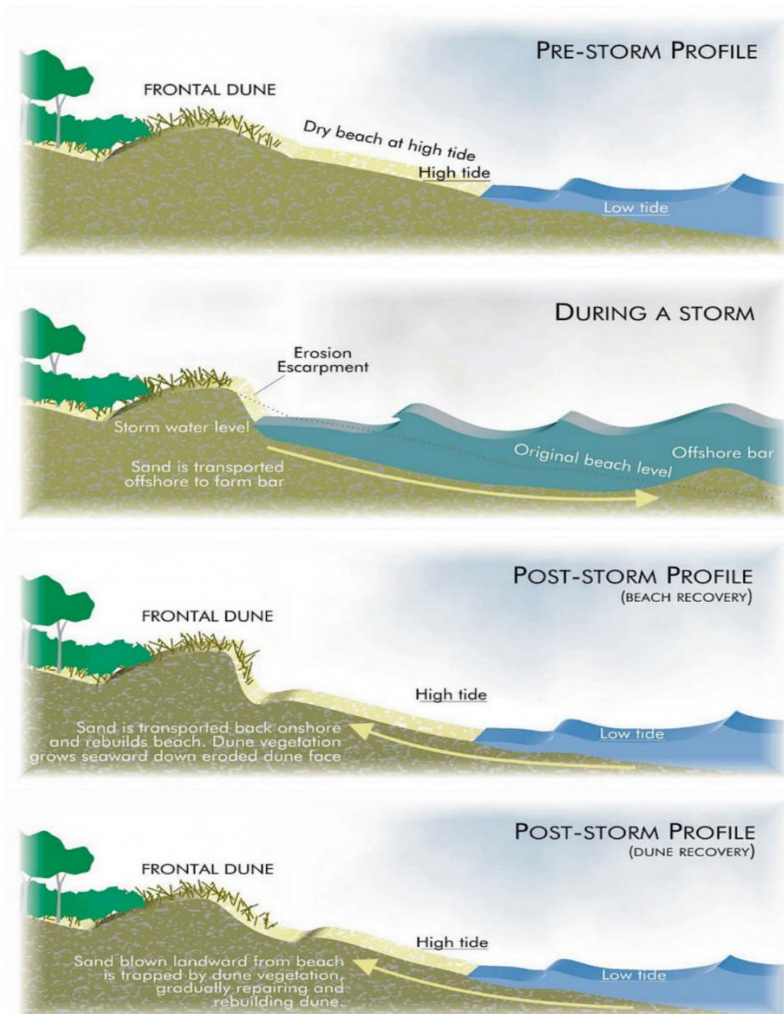


Figure 1.4.8: Cycle d'évolution du profil de plage lors d'événements énergétiques (tempêtes, d'après l'organisme "Dune restoration trust of New Zealand", 2011).

1.4.3.2 Clusters

La définition d’un cluster de tempête est encore aujourd’hui mal déterminée et plusieurs définitions sont proposées en fonction du site d’étude (e.g. Lee et al., 1998 ; Ferreira, 2005 & 2006 ; Callaghan et al., 2008 ; Coco et al., 2014 ; Sénéchal et al., 2017). Le terme cluster de tempêtes (« storm clustering ») n’est d’ailleurs que peu employé (e.g. Karunarathna et al., 2014 ; Splinter et al., 2014 ; Dissanayake et al., 2015 ; Sénéchal et al., 2015 ; Angnuureng et al., 2017 ; Godoi et al., 2018), et on rencontre souvent le terme de groupes de tempêtes (e.g. Ferreira 2005 & 2006 ; Loureiro et al., 2012) ou encore de séquences de tempêtes (e.g. Vousedoukas et al., 2012 ; Coco et al., 2014 ; Castelle et al., 2015). Ainsi, un cluster désigne une succession de tempêtes séparée par une courte période de temps : cette période doit être inférieure au critère d’indépendance météorologique (I). Les tempêtes ont alors la même origine et sont considérées comme appartenant au même événement. Toutefois, une limite arbitraire maximale de temps peut également être proposée : par exemple, Karunarathna et al. (2014) estiment qu’au bout de 9 jours, les tempêtes ne font plus partie du même cluster ; cette limite est de 39 jours pour Lee et al. (1998) et de 14 à 21 jours pour Ferreira (2005).

La réponse des plages sableuses aux clusters a été longuement discutée par Sénéchal et al. (2017) et est abordée selon deux approches principales : 1) une approche de terrain (e.g. Donnelly et al., 2001 ; Smithers & Hoeke, 2014 ; Sénéchal et al., 2011 ; Almeida et al., 2015 ; Earlie et al., 2015) et 2) une approche par modélisation (e.g. Karunarathna et al., 2014 ; Splinter et al., 2014 ; Dissanayake et al., 2015). En 2012, Vousedoukas et al. ont proposé un modèle conceptuel de réponse des plages sableuses aux clusters (fig). Ainsi, lors d’un cluster, la première tempête induit une rapide érosion du système, avec un transfert sédimentaire vers la barre, similairement à l’effet d’une tempête isolée. Un ré-engraissement post-tempête peut alors se mettre en place, si la période de calme entre deux tempêtes du cluster est suffisante. A la tempête suivante, le profil étant devenu plus dissipatif lors de la précédente tempête, l’érosion induite par la tempête est moins marquée que précédemment ; la plage serait en effet plus proche de son profil d’équilibre que lors de la première tempête. Ainsi, la plage tend progressivement vers son profil d’équilibre hivernal et une augmentation de l’intensité de la tempête est alors nécessaire pour poursuivre l’érosion du système. Ceci s’explique également par le rôle protecteur joué par la barre externe qui en migrant au large lors de la première tempête, permet d’élargir la zone de surf. Néanmoins, les barres ne sont pas les seuls paramètres influant la réponse de la plage : le type de plage et la présence de RIP, la morphologie pre-tempête et l’érosion de la dune jouent aussi un rôle (e.g. Dalon et al., 2007 ; Thornton et al., 2007 ; Loureiro et al., 2012 ; Dissanayake et al., 2015 ; Castelle et al., 2015 ; Angnuureng et al., 2017).

Le ré-engraissement entre deux tempêtes d’un même cluster est généralement négligé, considérant la période trop courte pour qu’une reconstruction puisse se mettre en place. Le cluster est alors vu comme un seul événement, dont l’impact résulte d’une accumulation des effets de chacune des tempêtes le composant, on parle d’effet cumulé du cluster (e.g. Ferreira, 2005 ; Loureiro et al., 2012 ; Splinter et al., 2014a ; Karunarathna et al., 2014). Cet effet cumulatif lors de clusters reste néanmoins encore un sujet de débat. En 2014, Coco et al. n’ont par exemple observé aucun effet cumulé lors des clusters au cours d’une campagne intensive couvrant 6 semaines d’enregistrement de données.

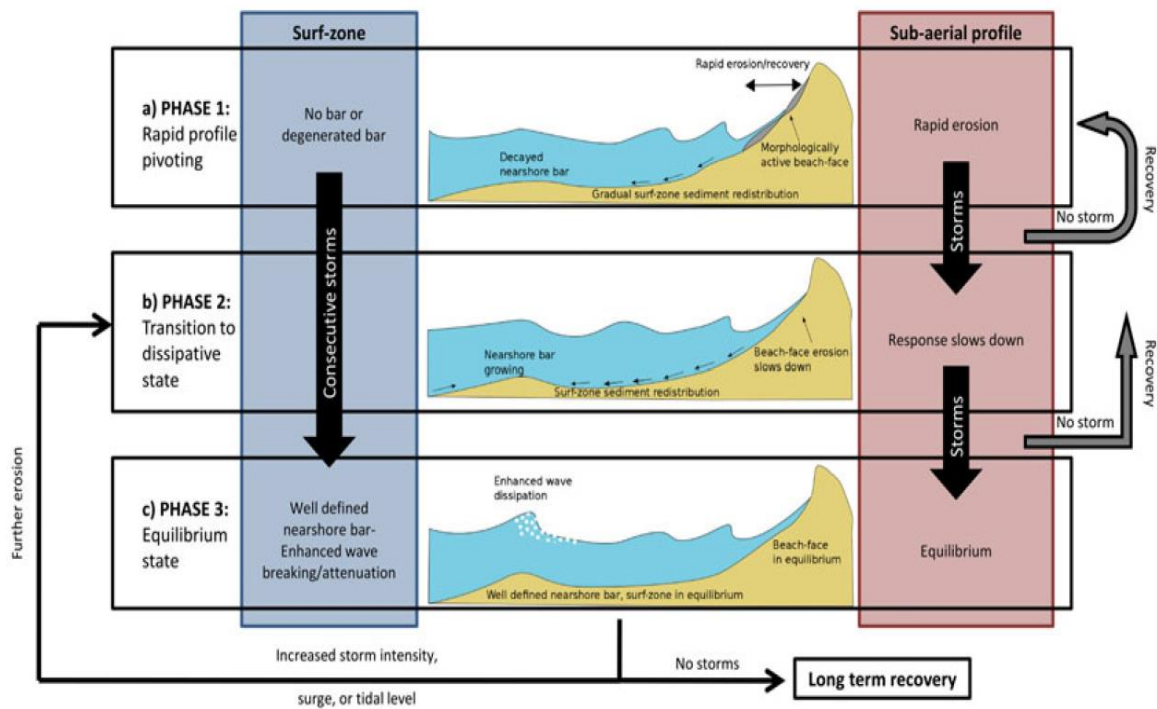


Figure 1.4.9: Modèle conceptuel de réponse des plages sableuses aux successions de tempêtes (d’après Vousdoukas et al., 2012).

1.5 Travaux de thèse

Ce premier chapitre a permis d’identifier les contextes scientifiques et leurs évolutions dans le domaine de la morphodynamique des plages sableuses. Nous avons pu relier les vagues, les processus sédimentaires induits et les évolutions morphologiques qui en découlent, à différentes échelles de temps et d’espace. De plus, nous avons proposé un résumé des méthodes d’acquisition des données nécessaires à la compréhension de la dynamique des littoraux, que ce soit dans le domaine des

processus ou de la morphologie. Cet état de l’art permet également de réaffirmer la pertinence des questions scientifiques qui seront abordées dans cette thèse à savoir :

- Objectif 1 : Une meilleure compréhension de la réponse événementielle de la plage en s’appuyant sur une base de données suffisamment longue (deux saisons hivernales) pour couvrir un grand nombre d’évènements énergétiques à très haute fréquence. Cette échelle de temps permettra de mieux identifier l’effet cumulé ou non lors des clusters et d’identifier les raisons pour lesquelles des observations contrastées ont été rapportées dans la littérature.
- Objectif 2 : Une meilleure compréhension de la réponse saisonnière de la plage, que ce soit hivernale ou estivale, dans le but de mettre en relief les principaux processus impliqués à cette échelle. L’étude de deux étés et deux hivers successifs permettra également d’identifier les interactions entre les saisons, et l’influence de la dynamique événementielle sur la dynamique saisonnière.

Le chapitre 2 de cette thèse est axé sur les méthodes utilisées durant mes travaux pour constituer une base de données unique composée de 150 levés DGPS sur 29 mois, de données vidéo, permettant l’extraction de différents proxys de l’évolution des littoraux sableux (comme la topographie, les isocontours et les volumes).

Le chapitre 3 est consacré à l’évolution des plages sableuses ouvertes durant de courtes échelles de temps que sont les échelles événementielles. La haute fréquence d’acquisition des données permet également de mieux comprendre les clusters de tempête, en évaluant l’impact de chaque tempête composant le cluster, mais également, les évolutions (érosion ou accrétion) entre deux tempêtes d’un cluster. Ce chapitre apporte des éléments de réponse concernant les potentiels effets cumulés des clusters, et des différences notables entre les événements isolés et les clusters.

Les chapitres 4 et 5 sont dédiés aux échelles saisonnières, respectivement les saisons hivernales et estivales. Ils mettent en relief les processus impliqués dans l’érosion (respectivement le ré-engraissement) des plages sableuses et des liens entre les saisons. De plus, le chapitre 4 montre l’influence des échelles événementielle sur la dynamique saisonnière en comparant deux hivers successifs.

Enfin le chapitre 6 est axé sur les stratégies d’aménagement, et leurs impacts sur la dynamique de la plage à différentes échelles de temps.

Chapitre II

Matériel et Méthodes

Table des matières

Chapitre II.....	53
2.1 Biscarrosse : un site atelier.....	55
2.1.1 Localisation du site.....	55
2.1.2 Morphodynamique du système de Biscarrosse.....	57
2.1.3 Forçages hydrodynamiques.....	59
2.1.4 Stratégies d'aménagement.....	60
2.2 Données in-situ.....	62
2.2.1 Données topographiques.....	62
2.2.1.1 Mesures topographiques par levés de terrain.....	62
2.2.1.1.1 Principes.....	62
2.2.1.1.2 Applications à Biscarrosse.....	63
2.2.1.2 Extraction d'isocontours et calculs de volumes.....	65
2.2.1.3 Suivi des structures 3D.....	66
2.2.2 Données vidéo.....	67
2.2.2.1 Généralités sur le système à Biscarrosse.....	68
2.2.2.2 Traitement des images et extractions de proxys.....	69
2.3 Données hydrodynamiques.....	70
2.3.1 La marée.....	70
2.3.2 Les vagues.....	72
2.3.3 Les tempêtes.....	77

2.1 Biscarrosse : un site atelier

Le site de Biscarrosse a été choisi comme site d'étude à la fois pour sa représentativité des côtes sableuses ouvertes (d'un point de vue morphodynamique), sa facilité d'accès permettant un suivi haute fréquence même en périodes de tempêtes, ses différentes stratégies d'aménagement, ainsi que pour la présence de caméras vidéo surveillant la plage.

2.1.1 Localisation du site

Longue de près de 250km, la partie de la côte Aquitaine située au Sud de l'estuaire de la Gironde (Sud-Ouest de la France) est une côte linéaire sableuse, orientée Nord-Sud, totalement ouverte sur l'Océan Atlantique, délimitée au Nord par l'Estuaire de la Gironde et au Sud par la côte Basque (rocheuse) et l'embouchure de l'Adour. Seul le Bassin d'Arcachon et son fonctionnement particulier viennent perturber cette ligne continue sur 4-5 km (Michel et al., 1995 ; Michel and Howa, 1996 ; fig. 2.1.1.1). La formation des plages et du cordon dunaire de cette zone a commencé au début de l'Holocène (-12 000 ans), lors de la remontée du niveau marin de la dernière déglaciation, qui a atteint son apogée vers -6 500 ans. Durant cette période, les vallées précédemment incisées, pendant la dernière période glaciaire, sont ennoyées, et peu à peu comblées par des dépôts de sédiments marins, puis fluvio-lacustres.

Située à une vingtaine de kilomètres au sud des passes du Bassin d'Arcachon, la plage de Biscarrosse est un site-atelier labellisé SNO (Service National d'Observation) DYNALIT (DYNAMique du LITtoral et du trait de côte), et considérée comme faiblement anthropisée, comparée aux autres sites DYNALIT de la côte Atlantique Sud : le site non aménagé du Truc Vert (au nord du Bassin d'Arcachon, fig. 2.1.1.2) et le site fortement anthropisé d'Anglet (Côte Basque, fig. 2.1.1.2)

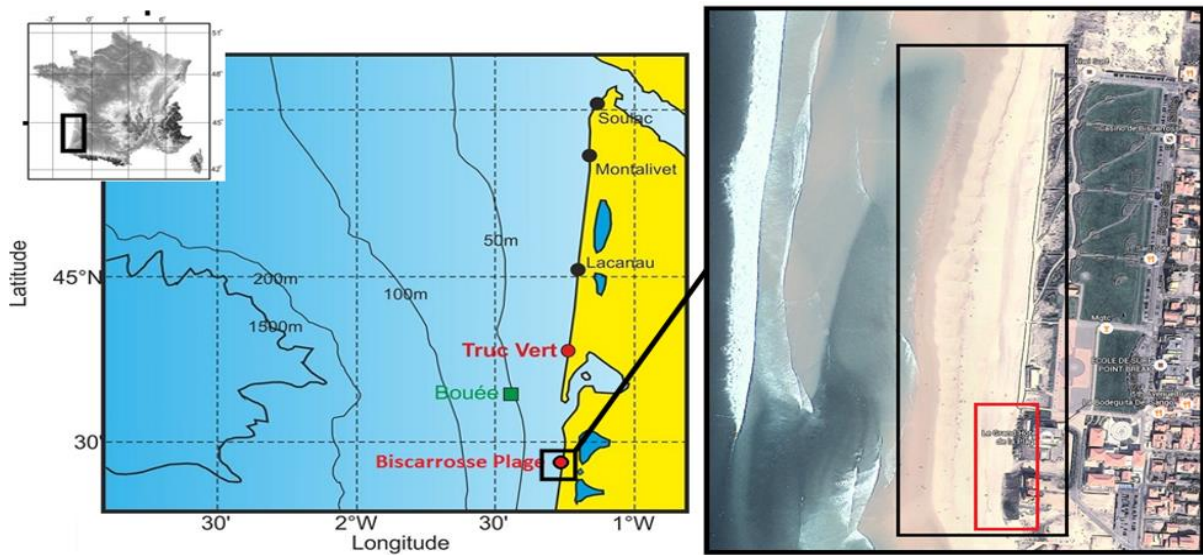


Figure 2.1.1.1: Localisation de la plage de Biscarrosse, de la zone d'étude (en noir) et de la zone aménagée (rouge).



Figure 2.1.1.2: Sites Dynalit du Sud de la Région Nouvelle-Aquitaine: plage du Truc vert (naturelle, en rouge), plage de Biscarrosse (faiblement anthropisée, en bleu) et la plage d'Anglet (fortement anthropisée, en vert).

2.1.2 Morphodynamique du système de Biscarrosse

La dynamique de la côte Aquitaine a fait l'objet de nombreuses observations à différentes échelles de temps : des courtes échelles de temps étudiées via des campagnes de mesures ponctuelles (Michel and Howa, 1999; Sénéchal et al., 2002; Masselink et al., 2008; Bruneau et al., 2009b), aux échelles saisonnières via des levés topographiques, l'imagerie vidéo ou encore les drones (Apoluceno, 2003; Sénéchal et al., 2009 ; Angnuureng et al., 2018 ; Laporte-Fauret et al., 2018), allant même jusqu'au long terme via la vidéo, le drone et l'imagerie satellitaire (Froidefond et al., 1990; Lafon et al., 2002, 2004 ; Almar, 2009 ; Dehouck et al., 2012 ; Castelle et al., 2017 ; Angnuureng, 2018).

Présentant les caractéristiques morphologiques similaires à celles des plages sableuses aquitaines (e.g. Castelle et al., 2007), le site biscarrossais est un système dit en « double barres » se composant d'une plage sableuse séparée des terres par un cordon dunaire éolien haut d'environ 15m (Pedreros, 1996), d'une barre sableuse intertidale proche de la côte et d'une barre sableuse subtidale à environ 700 m au large de la côte (Almar, 2009 ; fig. 2.1.2.1, B). Toutefois, sur des échelles pluriannuelles, la plage de Biscarrosse est influencée par des apports sédimentaires venant des Passes du Bassin d'Arcachon (e.g. Dehouck et al., 2006). La plage de Biscarrosse est formée d'un sédiment moyen riche en quartz dont les grains ont une taille médiane de 0,35 mm (Ba & Sénéchal, 2013) et est constamment alimentée en sable par une dérive littorale orientée Nord-Sud.

Selon la classification Wright & Short (1984, fig. 2.1.2.1, A), la plage de Biscarrosse, dont les états les plus fréquemment observés vont des états TBR (« Transverse Bar and Rip ») à LTT (« Low Tide Terrace »), est qualifiée de plage intermédiaire (Almar et al., 2009 ; Peron & Sénéchal, 2011). Selon cette classification, les échanges sédimentaires, notamment cross-shore, sont principalement liés aux conditions hydrodynamiques : du transport sédimentaire vers le large en périodes de fortes conditions énergétiques (érosion) et du transport sédimentaire orienté vers la plage pendant des conditions plus calmes (reconstruction). En 2001, Masselink & Pattiaratchi ont repris et développé ce concept en parlant même de « cycle de plage » (« cycle of beach ») en lien avec l'énergie des vagues. Ainsi, la plage de Biscarrosse présente deux types de profils d'équilibre : l'un dit « estival », de forme convexe lié à la présence d'une berme, pendant les périodes de faibles hauteurs de vagues, et l'autre dit « hivernal », plutôt concave consécutive à l'érosion de cette berme par les vagues (fig. 2.1.2.1, C). La morphodynamique des barres sableuses, au Sud de l'Estuaire de la Gironde, a précédemment été décrite montrant que les deux barres sont présentes dans plus de 90% des observations (e.g. Castelle & Bonneton, 2004 ; Almar, 2009, Sénéchal et al., 2009). La barre interne (ou intertidale) est la barre à la plus proche de la côte (fig. 2.1.2.1, B). Elle présente généralement une morphologie complexe en

3D de type TBR : des barres transverses entrecoupées de chenaux de courants d'arrachement (« baïnes ») avec une longueur d'onde de 400 m (Lafon et al., 2002). Néanmoins, tous les états intermédiaires peuvent être observés (Sénéchal et al., 2009). Grâce à des levés topographiques réguliers, Apoluceno (2003) a mis en évidence le fait que pour passer d'un état LTT vers un état plus dissipatif les conditions de houles devaient dépasser les 3 m de hauteur significative. Toutefois, l'état LTT peut résister à des conditions proches des conditions de tempêtes ($H_s > 3$ m) ; l'état TBR peut résister à de fortes conditions énergétiques et H_s supérieures à 5 m. Suivant la dérive littorale, la barre interne migre vers le sud à des vitesses moyennes allant de 0,5 à 4,5 m/jour (Lafon et al., 2004 ; Apoluceno, 2003).

La barre externe (ou barre subtidale) est située à environ 700 m au large de la côte. Elle présente classiquement une structure en croissants, de longueur d'onde de 700 m, mais sa géométrie peut devenir asymétrique en fonction de l'angle d'incidence des vagues (Froidefond et al., 1990 ; Castelle & Bonneton, 2004 ; Castelle et al., 2007). Néanmoins, la barre externe est moins dynamique que la barre interne et des hauteurs de vagues supérieures à 4-5 m sont généralement nécessaires pour provoquer des changements significatifs. Comme la barre interne, la barre subtidale migre vers le sud, à une vitesse moyenne d'environ 1m/j.

Occasionnellement, les deux barres fonctionnent de façon couplée, et la barre externe exerce un fort contrôle sur la morphodynamique de la barre interne. Ainsi, Castelle et al. (2007) ont montré que lors d'un couplage 65 à 90% des croissants de la barre subtidale étaient associés à des chenaux de baïnes dans la barre intertidale.

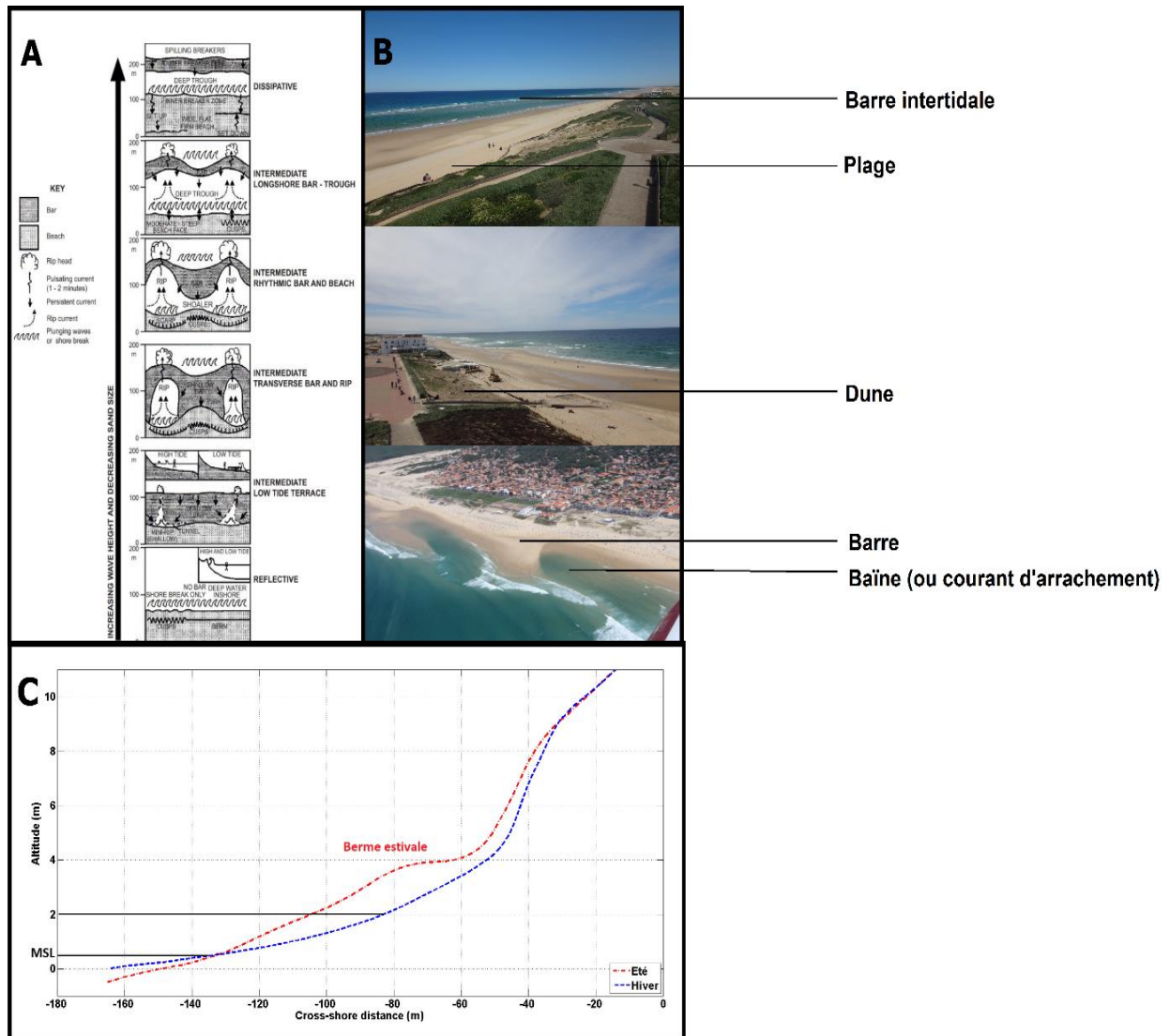


Figure 2.1.2.2: A: Classification Wright & Short (1984), B: Configuration de la plage de Biscarrosse, C: Profils moyens saisonniers (été en rouge, hiver en bleu).

2.1.3 Forçages hydrodynamiques

La plage de Biscarrosse est une plage majoritaire meso à, occasionnellement, macro-tidale, avec un marnage annuel moyen allant de 3,7 m pour des marées de vives-eaux et pouvant atteindre jusqu'à 5m, à 1,8 m pour des marées de mortes-eaux (Castelle et al., 2007 ; Almar, 2009 ; Angnuureng, 2016). La marée est semi-diurne (fig. 2.1.3.1).

Avec une orientation de 10,5° par rapport au Nord, elle est totalement ouverte et dominée par l'action de la houle de l'Atlantique Nord. Celle-ci est caractérisée par une hauteur significative moyenne des vagues (Hs) de 1,4 m pour une période moyenne associée de 6,5 s (Butel et al., 2002). Cependant, le climat de houle sur la côte Aquitaine est marqué par une forte saisonnalité : durant la

période hivernale (s'étendant de Novembre à Mars) le H_s hivernal moyen est de 2 m avec des hauteurs de vagues pendant les périodes de tempêtes pouvant dépasser 10 m. En été, le H_s estival moyen est de 1 m et peut atteindre régulièrement des valeurs de H_s inférieures à 0.5 m (fig. 2.1.3.1).

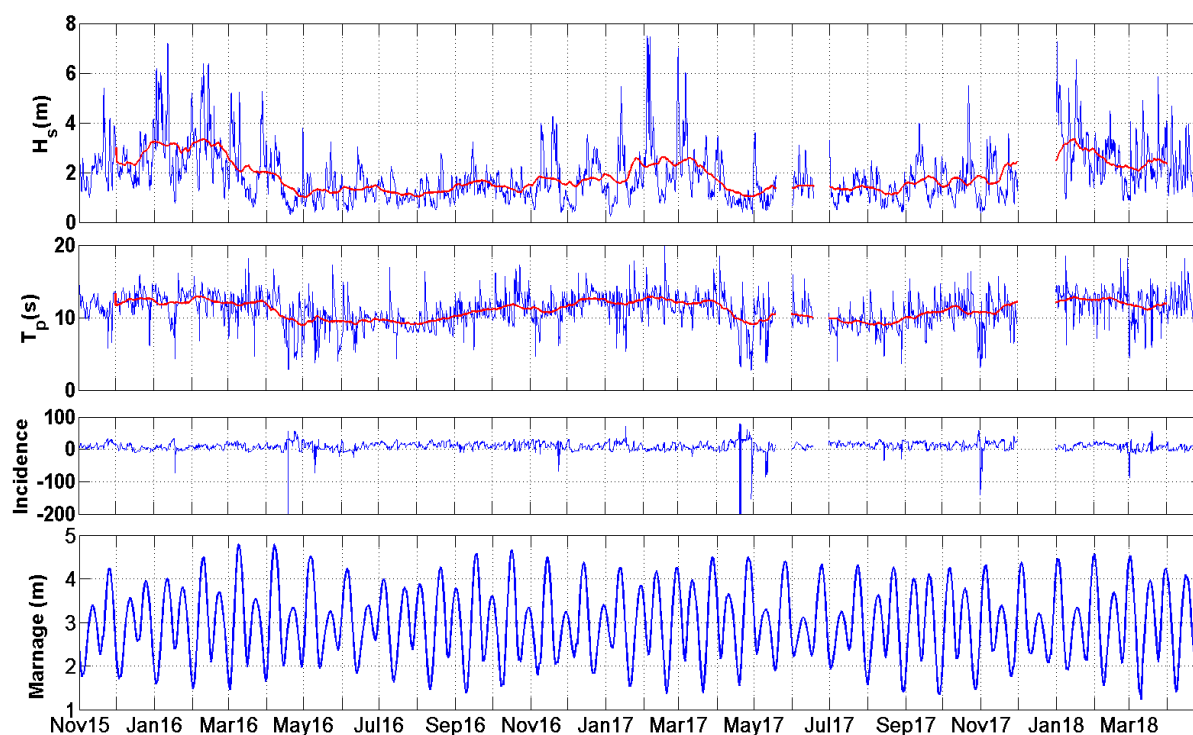


Figure 2.1.3.1: Hydrodynamique à Biscarrosse, modélisée par 20 m de fond, durant la période d'étude: hauteurs significatives (H_s), périodes pic (T_p), angle d'incidence des vagues à la côte et le marnage.

2.1.4 Stratégies d'aménagement

Le site de Biscarrosse ne peut pas être considéré comme un système complètement naturel au regard de son voisin, le site atelier du Truc Vert. Diverses stratégies d'aménagement ont été déployées pour d'une part protéger et stabiliser le trait de côte, mais également pour rendre le site facilement accessible. En effet, l'économie de Biscarrosse (et du département des Landes) est fortement basée sur le tourisme et l'attractivité de ses plages en périodes estivales. Dans ce but, toute la partie "arrière dune" a été aménagée et recouverte de gazon parfaitement entretenu toute l'année (fig. 2.1.4.2). De plus, le pied de dune au niveau de la plage Sud a été fixé sur 100 m de long par des enrochements, dans le but de préserver les « maisons jumelles » (fig. 2.1.4.1, A). Le reste de la dune a été protégé par des ganivelles mises en place par l'ONF dans le but d'éviter des pertes trop importantes de sédiment, sous l'effet du vent (fig. 2.1.4.1, B). Enfin, lors des périodes de fortes houles et/ou d'une érosion importante du pied de dune, des campagnes de ré-ensablement de la dune peuvent être mises en place (fig. 2.1.4.1, C) visant à créer une zone tampon protégeant la dune

de nouvelles intempéries. Toutefois, excepté dans la zone à enrochements, les effets des aménagements sur le bilan sédimentaire de la plage semblent négligeables, tout du moins, à courte échelle de temps. De plus, après les tempêtes de 1999 (Lothar et Martin) des géotextiles ont été enfouis au niveau du pied de dune, afin de stabiliser celle-ci ; ces installations ont été endommagées suite à l'hiver 2013/2014.



Figure 2.1.4.1: Stratégies d'aménagement et de gestion de la plage de Biscarrosse.

2.2 Données in-situ

Deux types de données in-situ ont été collectées tout au long de ces trois années de recherches : des données topographiques obtenues par GPS différentiel (DGPS) et des images vidéo.

2.2.1 Données topographiques

2.2.1.1 Mesures topographiques par levés de terrain

Le système DGPS est une méthode de positionnement relative basée sur les systèmes de positionnement par satellites (GLONASS, GALILEO et/ou GPS) permettant d'obtenir la position d'un point dans les trois coordonnées de l'espace (latitude, longitude, altitude) avec une précision centimétrique.

2.2.1.1.1 Principes

Un système DGPS se compose de deux antennes (ou récepteurs) connectées à au moins quatre satellites ; plus le nombre de satellites est important, meilleure est la mesure. La position, dans les trois dimensions de l'espace (x, y et z), du premier récepteur (la base) est connue ; le deuxième récepteur est mobile et utilisé via un moyen de transport par un opérateur (un véhicule, un sac à dos, une perche, etc...). La méthode du « GPS cinématique » est basée sur le calcul en temps réel de l'erreur associée à la mesure, via la base, et permet d'atteindre une précision suffisante (centimétrique) pour l'exploitation des données (fig. 2.2.1.1). Deux déclinaisons de cette méthode peuvent être utilisées en fonction du matériel disponible mais également de l'environnement et des obstacles qui peuvent être rencontrés pendant le levé (arbres, immeubles, etc...). La première, la méthode RTK (Real Time Kinematic), permet la correction en temps réel des données via une transmission radio THF (très haute fréquence), HF (haute fréquence) ou UHF (ultra-haute fréquence) entre les deux récepteurs. Cette méthode n'est pas privilégiée si des obstacles ou des perturbations météorologiques peuvent venir brouiller la connexion radio, ou si la distance à parcourir est trop importante (dépassant la distance maximale de réception). La seconde, la méthode PPK (Post-Processed Kinematic), n'inclut pas de connexion entre les antennes, mais un enregistrement des corrections sur la base. Ainsi, les données obtenues ne sont pas exploitables immédiatement, mais nécessitent une application ultérieure des corrections, soit un post-traitement.

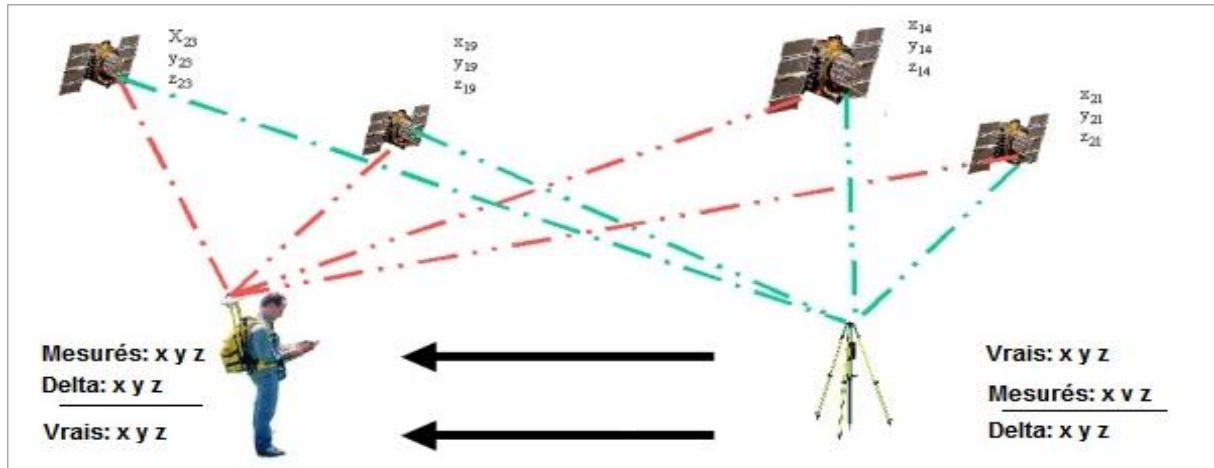


Figure 2.2.1.1: Principe du système DGPS.

2.2.1.1.2 Applications à Biscarrosse

L'un des buts de cette thèse étant d'étudier, à courtes échelles de temps, les phases d'érosion et de reconstruction de la plage, mais également de la dune, la méthode la plus adaptée alliant précision, et une facilité de déploiement quelles que soient les conditions climatiques est l'utilisation d'un système DGPS pour réaliser les mesures topographiques.

Comme décrit précédemment, les levés DGPS à Biscarrosse ont été réalisés essentiellement en mode RTK grâce à une base GPS Trimble® (fig. 2.2.1.2, A) reliée via une connexion radio (fig. 2.2.1.2, C) à un GPS mobile R6 Trimble®, lui-même fixé sur un sac à dos (fig. 2.2.1.2, B & D). La précision horizontale du R6 est de 0,010 m ($\pm 0,002$ m), pour 0,020 m ($\pm 0,002$ m) en précision verticale. Suite à des problématiques matérielles et la connexion radio ne pouvant plus se faire, une partie du jeu de données a été acquise par le GPS mobile R6 réglé en mode PPK. Le post-traitement a pu être effectué *a posteriori* grâce au logiciel Trimble Business Center® et aux corrections enregistrées sur la base IGN de Mimizan (base IGN la plus proche du site d'étude, à environ 25 km au Sud de Biscarrosse).

Ainsi, une base de données exceptionnelle comptabilisant 150 levés DGPS exécutés à pied et couvrant 29 mois (de Novembre 2015 à Avril 2018, fig. 2.2.1.3) a pu être créée. Durant les périodes hivernales, au moins deux levés par semaine ont été nécessaires pour suivre les rapides changements de morphologie du système, en particulier avant-pendant-après les évènements de tempêtes. Les levés se composent d'une trentaine de transects s'étendant de la dune à la laisse de basse mer, séparés d'environ 20 m les uns des autres, et couvrant en tout 700 m de linéaire côtier. Lors des périodes estivales, les conditions hydrodynamiques étant énergétiquement plus calmes, le nombre

de levés a été limité, mais le nombre de transects augmenté. En effet, la présence de structures 3D particulières sur la plage (berme et croissants de plage) nécessite de réduire la distance entre deux transects, et d'ainsi en augmenter le nombre, pour une meilleure précision dans l'enregistrement de ces morphologies complexes (fig. 2.2.1.2, E).

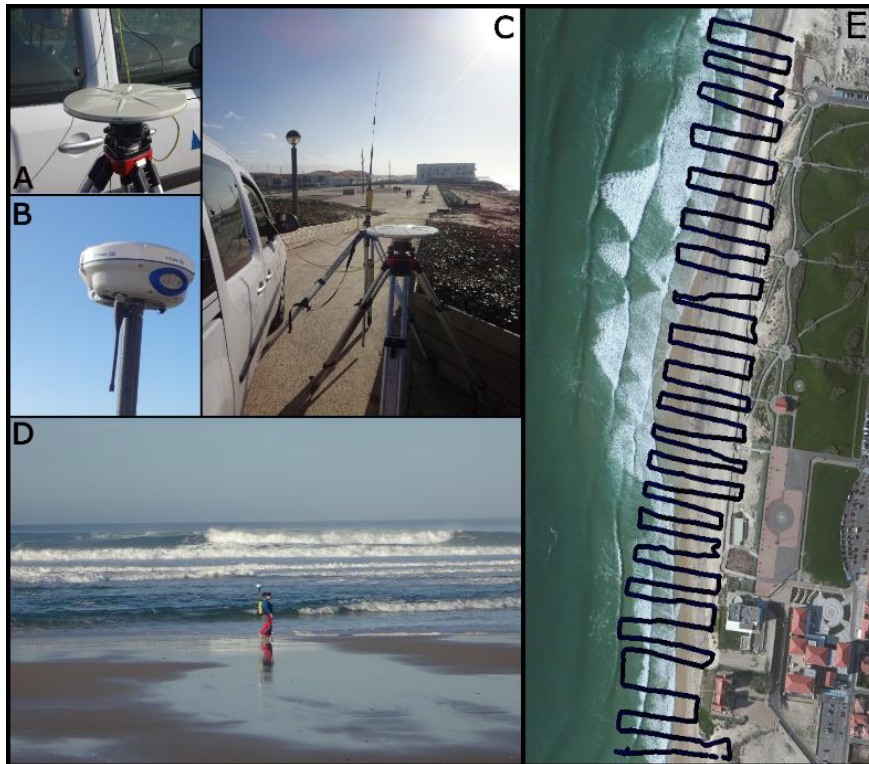


Figure 2.2.1.2: Matériel et méthode utilisés pour les levés DGPS à Biscarrosse.

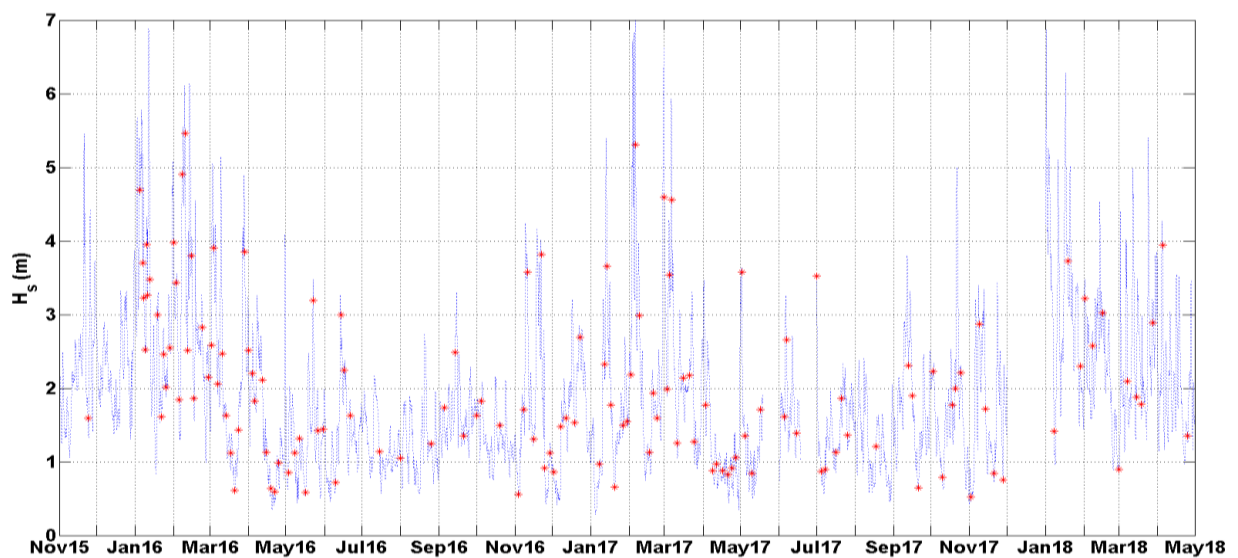


Figure 2.2.1.3: Hauteur significatives des vagues (en bleu) et dates des levés DGPS (astérisques rouges).

2.2.1.2 Extraction d'isocontours et calculs de volumes

Boak & Turner ont montré dans une étude en 2005 que le suivi morphologique des systèmes littoraux, sableux ou non, dépend essentiellement des proxys choisis, et que ceux-ci sont multiples (fig. 2.2.1.4, A). Le choix du proxy dépend à la fois du type d'environnement (côte sableuse, rocheuse, aménagée ou naturelle, etc.), de la méthodologie choisie pour l'acquisition des données et donc, du type de données. Ainsi, sur la côte Aquitaine, le trait de côte peut être classiquement assimilé à une limite morphologique comme le pied de dune (Castelle et al., 2015 & 2018), un isocontour correspondant à une limite tidale (Senechal et al., 2009 ; Angnuureng et al., 2016) ou encore par la détection de la ligne d'eau comme limite entre sable humide et sec (Almar, 2009). Néanmoins, il semble qu'une partie des informations concernant la dynamique des systèmes soit négligée lorsqu'un seul proxy est utilisé pour représenter l'évolution morphodynamique des plages (Stive et al., 2002).

La plage de Biscarrosse peut être délimitée en 3 sections, le long d'un profil cross-shore : la dune, la zone supratidale (zone de la plage qui est toujours émergée) et la zone intertidale (zone de la plage soumise au balancement des marées). Afin de suivre l'évolution de la plage dans son ensemble, mais également des différentes zones et d'évaluer de potentiels échanges entre la dune, le haut et le bas de plage, des isocontours ont été extraits à partir des données interpolées. Le pied de dune est détecté par la rupture de pente entre le haut de plage et la dune. Ainsi, la dune est incluse entre les isocontours $Z=9$ et $4,5$ m (fig. 2.2.1.4, B, en vert) ; la plage supratidale entre $Z=4,5$ et 2 m (fig. 2.2.1.4, B, en bleu). Les données DGPS ne couvrant pas la zone intertidale dans son ensemble, seule la partie supérieure de cette zone a pu être étudiée ; elle est comprise entre le niveau moyen des mers (« Mean Sea Level » ou MSL, $0,45$ m) et $Z=2$ m (fig. 2.2.1.4, B, en rouge). Un autre isocontour a été suivi d'après la publication d'Angnuureng et al. (2017) qui estime le trait de côte par l'isocontour $Z=0,85$ m ($+0,45$ m au-dessus du MSL ; fig. 2.2.1.4, B, pointillés noirs).

Lors de précédentes études, la question de l'évolution morphodynamique des environnements littoraux a également été abordée d'un point de vue volumique : une diminution (respectivement une augmentation) du volume de la plage étant reliée à une érosion (respectivement à une reconstruction) de la plage (e.g. Loureiro et al., 2012 ; Masselink et al., 2016). Généralement, le volume de plage est calculé pour l'ensemble de la plage, sans distinction de zones. Cette méthode donne de bons résultats pour le suivi à l'échelle saisonnière mais doit être approfondie pour un suivi

à plus courtes échelles de temps, de façon, là encore, à ne pas négliger de l'information. C'est pourquoi, j'ai décidé de calculer le volume de la plage dans son ensemble (entre Z=MSL et Z=9m), mais également le volume de chacune des sections précédemment décrites. Les volumes sont donc calculés entre deux isocontours : cette méthode permet de mieux prendre en compte l'évolution rapide de la plage intertidale (dépôts et érosion).

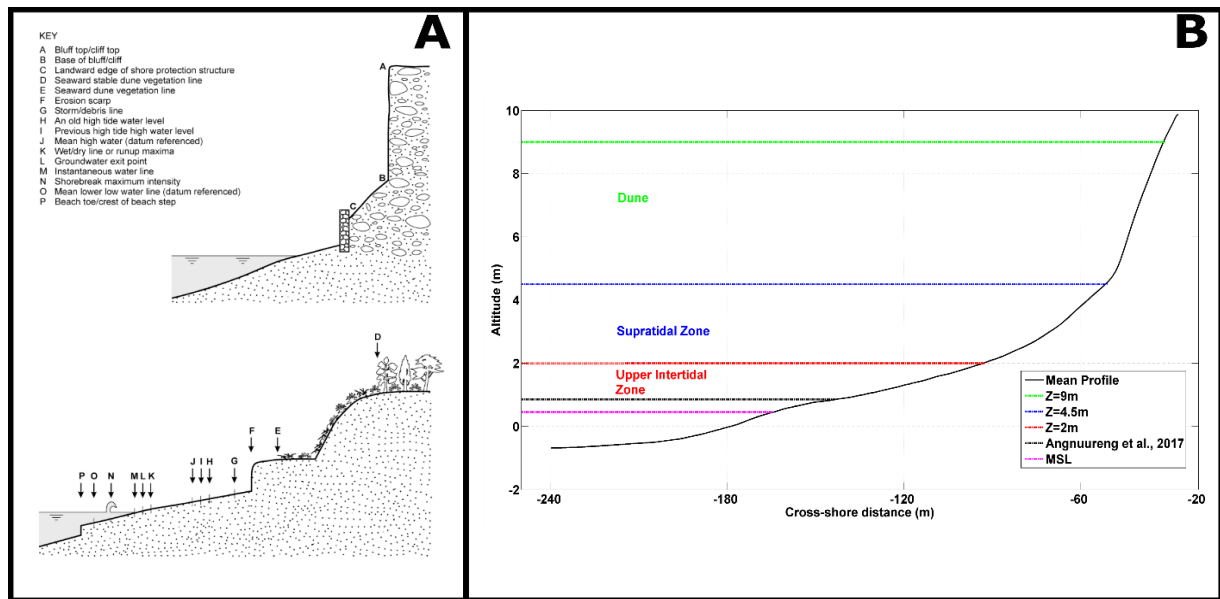


Figure 2.2.1.4: A: Proxys couramment utilisés selon Boak & Turner (2005), B: Profil de plage moyen de la plage de Biscarrosse et isocontours sélectionnés.

2.2.1.3 Suivi des structures 3D

Les croissants, composés d'une succession de baies et de cornes, sont définis par différents paramètres présentés dans la figure 2.2.1.5 (Nolan et al., 1999) : l'amplitude et la profondeur des baies (Ca et Cd), la longueur d'onde des croissants (Cs), c'est-à-dire la distance entre deux cornes, et enfin l'élévation des cornes (Ce). La longueur d'onde est l'un des paramètres essentiels dans le suivi de l'évolution des croissants de plage, elle est généralement comprise entre 5 et 50 m (Dolan & Ferm, 1968).

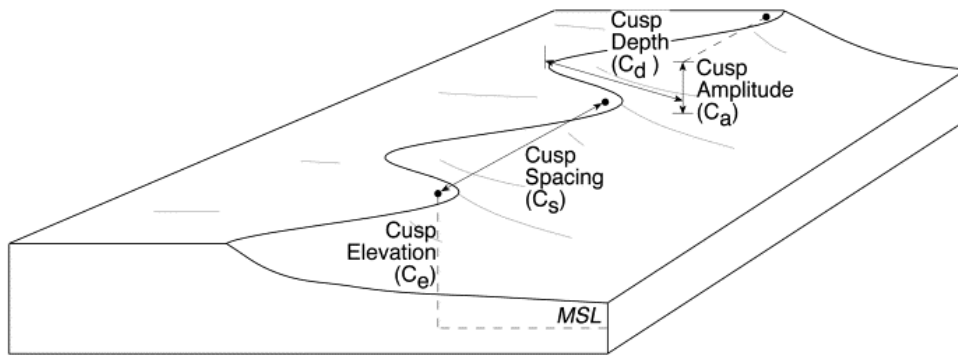


Figure 2.2.1.5 : Paramètres des croissants de plage : amplitude et la profondeur des baies (Ca et Cd), la longueur d’onde des croissants (Cs) et élévation des cornes (Ce) (d’après Nolan et al., 1999).

Pour révéler les croissants de plage, la méthode utilisée s’appuie sur celle proposée précédemment pour le suivi des barres en croissant (Garnier et al., 2006 et 2010 ; Castelle et al., 2012). Elle consiste à calculer la perturbation générée par la morphologie des croissants selon l’équation suivante (1) :

$$P_{i,x,y} = Z_{i,x,y} - \bar{Z}_{i,x,y} \quad \text{Equation 1}$$

où P_i est la perturbation, x et y sont respectivement les coordonnées longshore et cross-shore, Z_i l’élévation et \bar{Z}_i l’élévation moyenne pour la saison estivale.

L’énergie de la perturbation, et le taux global de l’énergie de la perturbation, sont également calculées (Eq. 2 et 3) :

$$V_i = \sum \frac{P_{i,x,y}^2}{Surface} \quad \text{Equation 2}$$

$$\Sigma_i = \frac{V_i - V_{i-1}}{2 V_{i-1} dt} \quad \text{Equation 3}$$

où V_i est l’énergie de la perturbation pour une date (i), V_{i-1} , l’énergie de la perturbation pour la date précédente ($i-1$), Σ_i le taux d’énergie global, dt le pas de temps entre deux levés. L’énergie de la perturbation, et son taux global, permettent la quantification des relations entre les variations énergétiques et la modification morphologique de la plage.

2.2.2 Données vidéo

Le site de Biscarrosse est équipé d’un système vidéo qui a été précédemment décrit dans les thèses d’Almar (2009) et d’Angnuureng (2017) dans le but de suivre les évolutions morphodynamiques de plage et des barres sableuses à haute fréquence. L’avantage du système vidéo est, qu’une fois mis en place, le système est peu coûteux, qu’il tourne en continu, qu’il ne nécessite que peu d’entretien et de déplacements d’un opérateur sur le terrain. Toutefois, le système vidéo présente des limites,

notamment pendant les périodes d'intempéries et fortement énergétiques (e.g. difficultés de détection des isocontours, ou encore, problèmes de qualité d'images).

2.2.2.1 Généralités sur le système à Biscarrosse

En 2007, un système vidéo, composé de 5 caméras couleurs et d'un système d'enregistrement des données, a été mis en place près du poste de secours de Biscarrosse (projet Région Aquitaine). Fixé sur un mât de 12 m de haut, les caméras surplombent à la fois la plage, la dune et les barres sableuses interne et externe (fig. 2.2.2.1, à gauche). Le choix du type de système s'est porté sur le système vidéo néozélandais CAM-ERA développé par le NIWA (National Institute of Water and Atmospheric Research), pour des raisons de facilités d'accès aux routines de fonctionnement donnant une certaine flexibilité d'acquisitions et de post-traitement des données (Almar, 2009). Depuis 2007, le système a été modifié dans le but d'éviter de multiples problèmes d'acquisitions ou de traitement par le Dr. V. Marieu (laboratoire EPOC). Le système de Biscarrosse a une fréquence d'acquisition de 2 Hz, et enregistre actuellement deux types d'images : des images instantanées et des images moyennées. Les images instantanées servent principalement d'images de contrôle, alors que les analyses de proxys sont basées principalement sur les images moyennées ; elles permettent une meilleure visualisation des zones de déferlement des vagues qui ressortent en blanc sur les images (fig. 2.2.2.1, en haut, à droite). Pendant 10 minutes, des images instantanées sont enregistrées, puis une image moyenne en est extraite. Ce cycle est reproduit toutes les 15 minutes pendant la journée (les caméras n'enregistrent pas la nuit), donnant accès à 4 images moyennées par heure pour chaque caméra.

Néanmoins, les caméras étant soumises aux intempéries, à la foudre et aux embruns, leur durée de vie est limitée dans le temps, et les images peuvent être dégradées complexifiant le travail de post-traitement. Aujourd'hui, le système ne compte plus que 4 caméras fonctionnelles, dont une aux couleurs modifiées, et un système d'enregistrement des données en cours de modifications. De plus, les images enregistrées ne sont pas toujours exploitables : des reflets, des gouttes, des débris ou encore des insectes sur la caméra peuvent rendre impossible la lecture des images. Pour toutes ces raisons et y compris des défaillances techniques du système, la base de données vidéo pour notre période d'étude est très limitée (144 images sélectionnées entre 2015 et 2018).

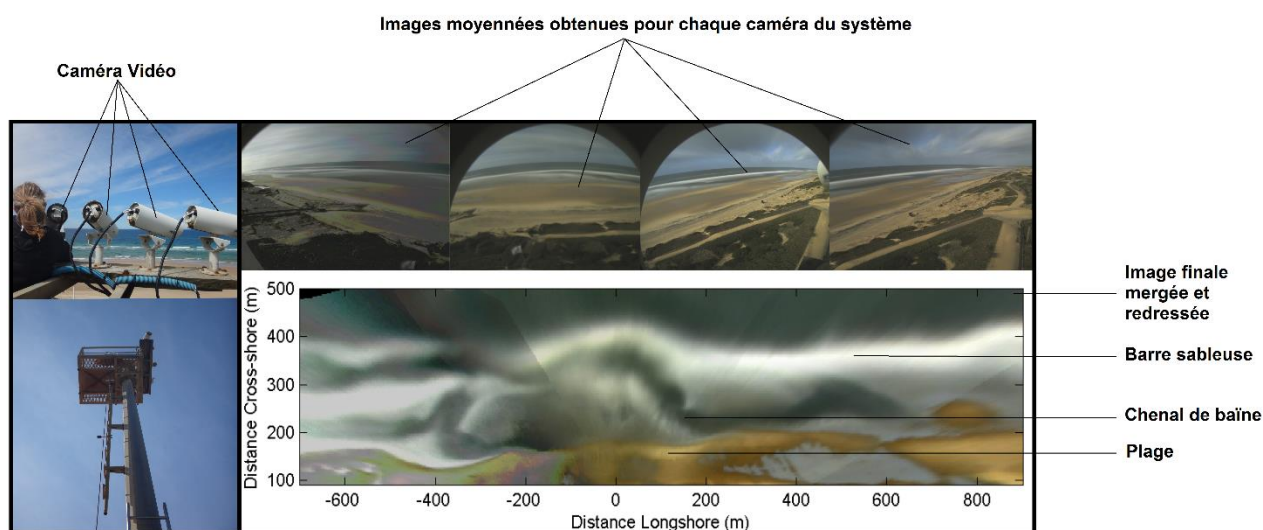


Figure 2.2.2.1: Le système vidéo de Biscarrosse.

2.2.2.2 Traitement des images et extractions de proxys

Pour pouvoir extraire les informations nécessaires au suivi morphologique du système de Biscarrosse, une série de traitements doit être appliquée aux images. Les routines appliquées ont été développées, décrites et validées durant la thèse de R.Almar (2009). La première étape consiste en un « merging » des images, c'est-à-dire le passage de 4 images (une par caméra) à une image unique couvrant toute la zone (fig. 2.2.2.1, à droite). La seconde étape est la correction de la distorsion liée au type de lentille utilisée. La distorsion peut être corrigée en effectuant une calibration en laboratoire, basée sur les paramètres intrinsèques à chaque caméra, à l'aide d'une image de contrôle comme un quadrillage régulier (Heikilla & Silven, 1996 ; Holland et al., 1997 ; Almar, 2009). La dernière étape est celle du géoréférencement des images. Cette étape consiste à associer des coordonnées géographiques à chaque pixel de l'image dans le but de positionner l'image dans l'espace, et d'accorder la même surface au sol à tous les pixels (Turner, 2006). Pour se faire, une relation entre les coordonnées réelles (dans les 3 dimensions de l'espace) et les coordonnées images doit être établie (Bailey & Shand, 1993 ; Holland et al., 1997). Cette relation est fonction de la position de la caméra, la distance focale de la caméra et l'orientation de celle-ci ; l'orientation est définie par trois angles : l'inclinaison, l'azimut et la rotation (Almar, 2009).

Différents proxys peuvent être extraits des images vidéo moyennées, comme la position et la forme des barres sableuses, la position du trait de côte ou encore la position des courants d'arrachement.

En effet, les vagues déferlant sur les hautfonds, la dissipation de l'énergie des vagues sur les crêtes des barres se traduit par des pixels de forte intensité sur les images (bandes blanches, fig., à droite). En 1989, Lippman & Holman démontrèrent pour la première fois la relation directe entre ces bandes blanches et la présence de structures sédimentaires immergées. Depuis, de nombreuses études se basent sur ce principe pour la détection des barres (pixels blancs) et des courants d'arrachement (van Enckevort et al., 2003 ; Ruessink et al., 2007 ; Gallop et al., 2009 ; Almar et al., 2010). La position du trait de côte peut, quant-à-elle, être assimilée à l'intersection entre l'eau et le sédiment sec (ou la limite de basse mer). Sa détection peut alors se faire via un algorithme basé sur les rapports entre les longueurs d'ondes réfléchies/absorbées (Aarninkhof et al., 2003 ; Coco et al., 2005 ; van de Lageweg et al., 2013). En effet, la plage est représentée par des pixels foncés et donc un rapport rouge sur bleu (ou vert) important ; le rapport rouge sur bleu (ou vert) dans l'eau est faible, l'eau étant majoritairement représentée par des pixels bleus (ou verts).

Malgré le développement d'algorithmes pour détecter les barres et autres éléments, la digitalisation, même si couteuse en temps, reste à ce jour le meilleur moyen pour extraire les différents proxys.

2.3 Données hydrodynamiques

Les données hydrodynamiques n'ont pas été réalisées directement pour cette thèse, mais ont été fournies par deux organismes à savoir l'Ifremer (<https://marc.ifremer.fr>) et le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM ; <http://www.shom.fr>).

2.3.1 La marée

Le SHOM dispose d'un réseau d'observations réparties le long des côtes françaises (fig. 2.3.1.1) basé sur la mise en place/remplacement de marégraphes et la collaboration avec des services portuaires. Depuis août 2017, 48 marégraphes (géolocalisés en temps réel) composent le réseau RONIM avec pour objectif la mise à disposition des valeurs des hauteurs d'eau (diffusion en flux de temps réel, et différé ; Voineson, 2013) pour ces différents sites via le site REFMAR (aujourd'hui remplacé par le site <http://data.shom.fr>). La méthode précédemment utilisée des marégraphes à ultrasons a progressivement été remplacée par des capteurs électromagnétiques (marégraphes Radar) plus précis et insensibles aux changements de température (Poffa et al., 2012). Les mesures acquises via le réseau RONIM associées à des sondages hydrographiques (capteurs de pression déployés pendant un mois) servent de contrôle (et validation) pour la prédiction des marées. En effet, cette prédiction est modélisée par la méthode dite « harmonique » qui se base sur la décomposition de la marée

selon différentes fréquences (analyse spectrale). La marée théorique (calculée) est ensuite comparée à la marée observée, afin d'être validée (ou non). Pour une meilleure modélisation de la marée, les effets de surcotes/décotes et leurs interactions avec la marée sont également pris en compte par traitements statistiques.

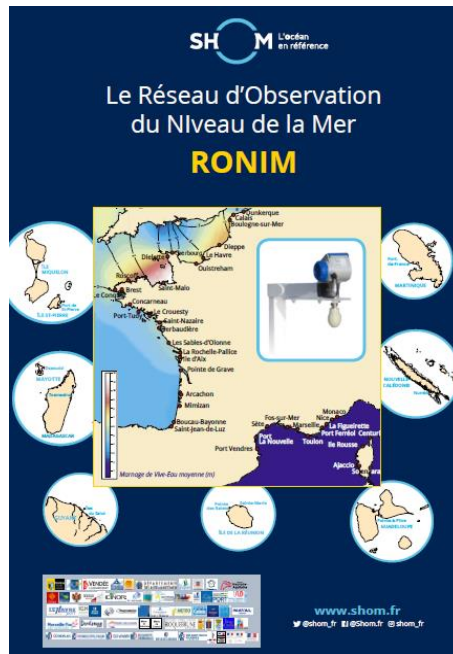


Figure 2.3.1.1: Réseau d'Observation du Niveau de la Mer du SHOM.

Le modèle de prédiction des marées du SHOM présente un nœud de calcul au niveau du site d'étude de Biscarrosse. Les hauteurs d'eau et les coefficients de marée ont été récupérés manuellement depuis le site du SHOM. La figure 2.3.1.2 présente le marnage calculé pour la période d'étude ; les cycles des vives-eaux et mortes-eaux sont parfaitement visibles. Le marnage maximal (respectivement minimal) pour la période étudiée est de 4.79 m (respectivement 1,24 m), pour un marnage moyen de 2,98 m, faisant de Biscarrosse un environnement méso à macrotidal.

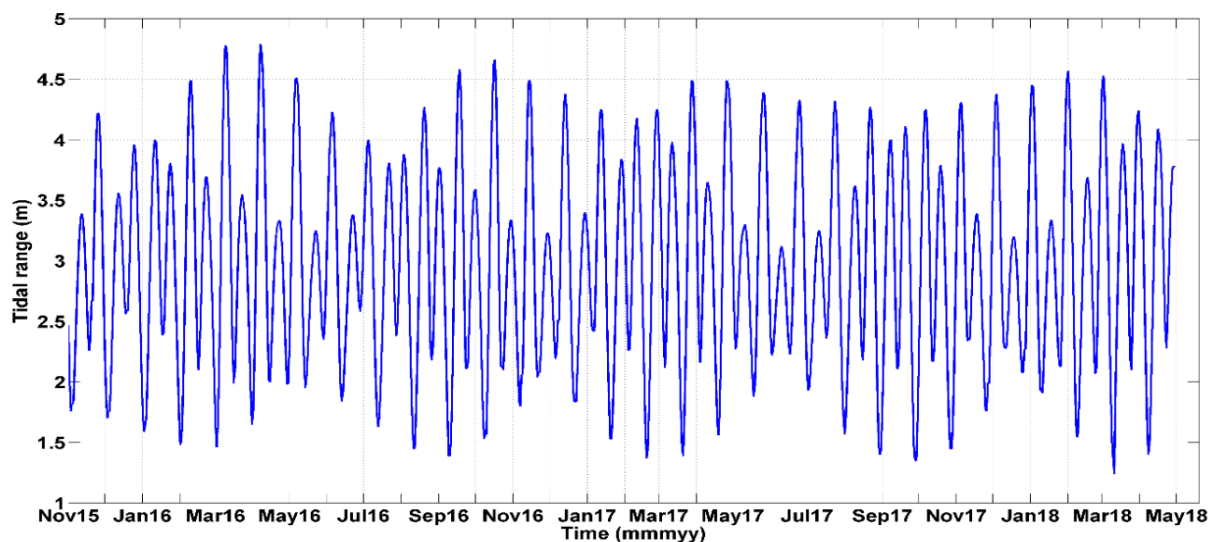


Figure 2.3.1.2: Marnage calculé à Biscarrosse par le SHOM pendant la période d'étude.

2.3.2 Les vagues

Le réseau Candhis (Centre d'Archivage National de Données de Houle In-Situ) est un réseau national côtier de mesure in situ des conditions de houle, dont les données sont archivées via le site Internet Candhis (<http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>). L'une des bouées houle de ce réseau est située au large du Cap Ferret (fig. 2.1.1.1, carré vert) et ses mesures sont généralement utilisées pour les études morphodynamiques de Biscarrosse. Cette bouée a malheureusement été en maintenance pendant une grande partie de la durée de mon étude. C'est pourquoi, les données de houle ont été fournies par l'Ifremer (F. Arduin) au travers du ftp mis à disposition pour la diffusion des données dans le cadre du projet MARC (Modélisation et Analyse pour la Recherche Côtière). Les vagues sont modélisées par le modèle WaveWatch3 (WW3), développé par la NOAA (the National Oceanic and Atmospheric Administration ; Tolman, 2002), et qui reprend, pour la version la plus récente, les évolutions développées par le SHOM et l'Ifremer. Ce modèle est basé sur la décomposition spectrale des vagues et l'évolution de l'énergie des différentes composantes de ce spectre, dans le temps et l'espace. Il est forcé par les conditions de vent et prend en compte la marée, la réflexion/réfraction des vagues, la friction sur le fond et le déferlement. Dans le cadre de cette étude, le modèle est utilisé à l'échelle régionale avec une résolution temporelle d'une heure. Le nœud utilisé, de coordonnées 1°30'W, 44°30'N, se situe au plus proche de la bouée houle Candhis (fig. 2.1.1.1, carré vert) et la modélisation est réalisée par 50 m de fond pour coller au maximum aux conditions d'enregistrement de la bouée (qui est à 54 m de fond). L'idéal aurait été de pouvoir utiliser directement les données de la bouée houle mais la mise en maintenance de la bouée pendant une grande partie de la période d'étude a rendu cette option impossible. En 2014, Castelle et al.

avaient comparé les résultats obtenus par modélisation à ceux extraits de la bouée Candhis pour les hauteurs de vagues significatives et les périodes pic (fig. 2.3.2.1). Ils avaient ainsi établi que

$$H_{sCandhis} = -0,01526 + 0,9052H_{sWW3}$$

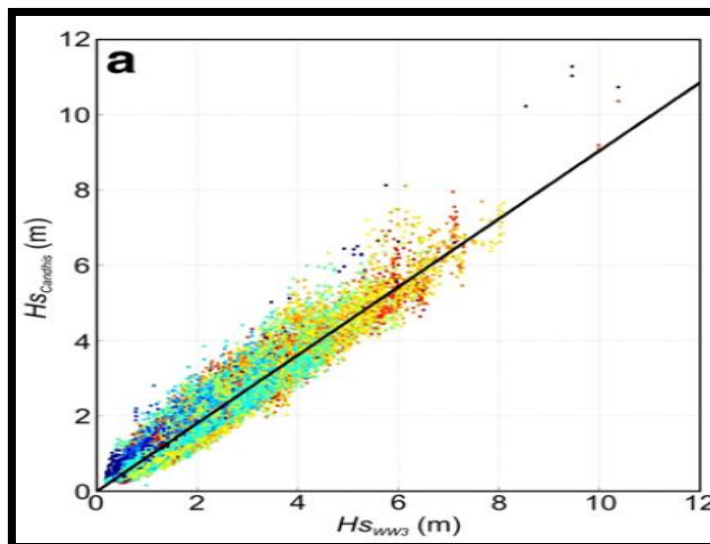


Figure 2.3.2.1: Corrélation entre les hauteurs significatives des vagues entre les mesures de la bouée Candhis ($H_{sCandhis}$) et des résultats du modèle WW3 (H_{sWW3}). La droite noire représente la droite de corrélation décrite par l'équation $H_{sCandhis} = -0,01526 + 0,9052H_{sWW3}$ (d'après Castelle et al., 2014).

De nombreux paramètres sont obtenus grâce à la modélisation WW3, mais seules, la hauteur significative, la période pic et la direction des vagues ont été extraites pour cette étude. Les vagues ont ensuite été propagées par 20m de fond en prenant en compte les phénomènes de réfraction et de diffraction des vagues à la côte, selon l'hypothèse d'houle d'Airy. L'angle d'incidence des vagues par rapport à l'orientation de la plage est, quant-à-lui, obtenu en retranchant $280,5^\circ$ à la direction des vagues.

Les 3 premiers graphiques de la figure 2.3.2.3 présentent, dans l'ordre, la hauteur significative (H_s), la période pic (T_p) et l'angle d'incidence. H_s et T_p montrent une saisonnalité marquée, avec des valeurs moyennes plus importantes pendant les périodes hivernales (Novembre à Avril) que pendant les périodes estivales ; en revanche, l'incidence ne semble pas être influencée par la saison. Durant la période d'étude, le H_s maximum a atteint 7,13 m (en Février 2017) pour un minimum de 0,28 m (en Janvier 2017) et une moyenne sur la période de 1,88 m. D'un point de vue statistique, environ 20% des vagues sont comprises entre 0,8 et 1,6 m de hauteur, et seulement 5% de vagues dépassent 3,87 m ($H_{95\%}$; fig. 2.3.2.4). La valeur maximale de T_p atteinte est de 20 s à la fin du mois de Février 2017 ; quelques mois plus tard (fin Avril 2017) la valeur minimale de 2,72 s est enregistrée. En moyenne, la

période pic entre Novembre 2015 et Avril 2018 est de 11,08 s. L'incidence des vagues est majoritairement comprise entre 0 et 35° caractérisant une houle de secteur WNW.

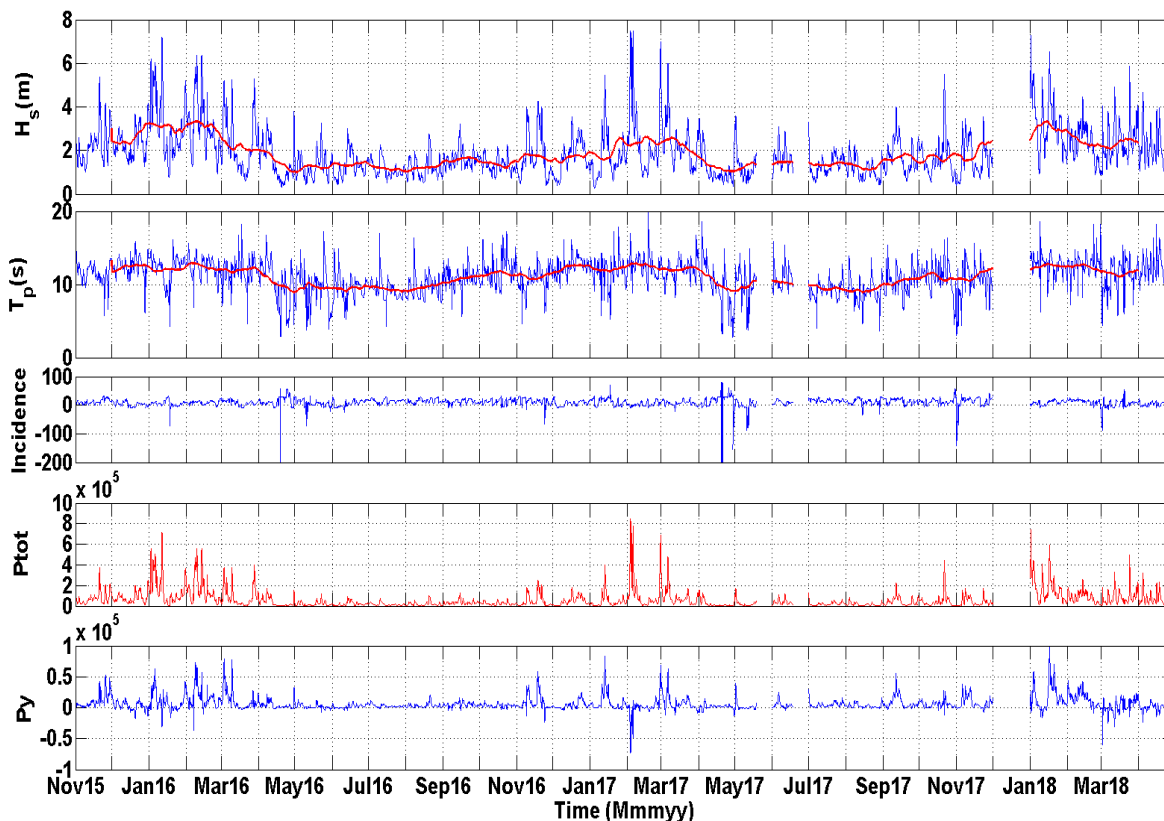


Figure 2.3.2.2: Conditions hydrodynamiques à Biscarrosse durant la période d'étude: la hauteur significative (H_s), la période pic (T_p), l'angle d'incidence, le flux total d'énergie des vagues (P_{tot}) et sa composante longshore (P_y).

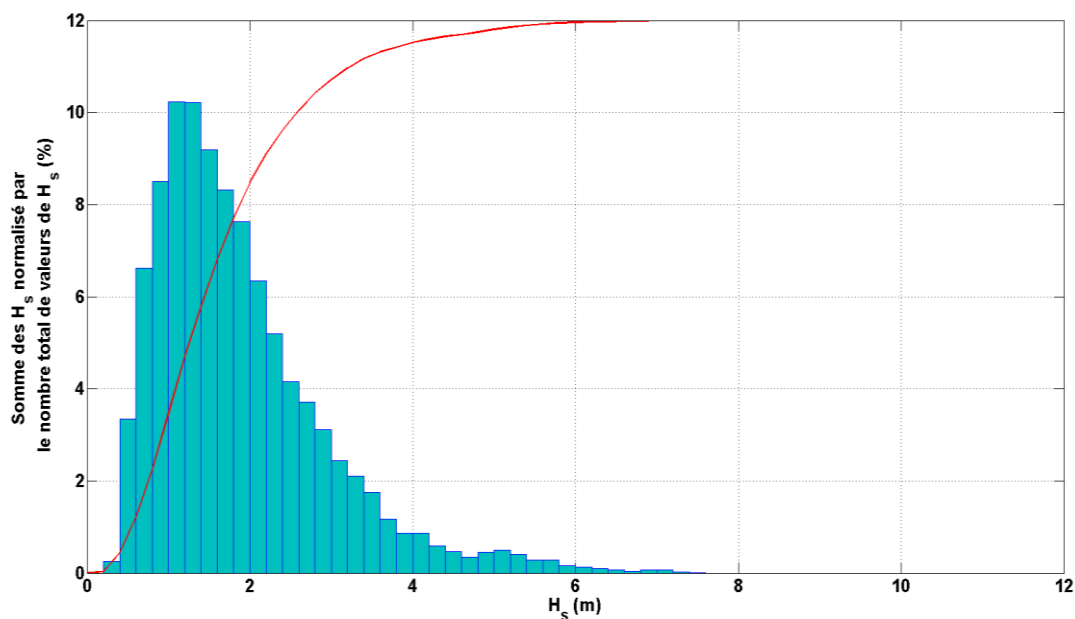


Figure 2.3.2.3: Répartition des hauteurs de vagues pendant la période d'étude, en pourcentage, normalisée par le nombre total de vagues.

A partir de ces caractéristiques physiques de base des vagues, d'autres paramètres comme l'énergie, les vitesses ou encore les flux d'énergie, peuvent être calculés selon les équations suivantes (Eq. 4 à 12). L'énergie totale due aux vagues (E) est directement liée à la hauteur significative des vagues, et est calculée selon la théorie linéaire (houle d'Airy) :

$$E = \rho g \frac{H_s^2}{16} \quad \text{Equation 4}$$

où H_s est la hauteur significative des vagues, ρ la densité de l'eau de l'océan (1025 kg/m^3) et g la constante de gravité ($9,81 \text{ m/s}^2$). L'énergie est couramment simplifiée comme étant le carré de la hauteur significative des vagues, puisqu'elles sont proportionnelles (e.g. Lageweg et al., 2013 ; Biauxque et al., 2016).

La cambrure des vagues est liée à la vitesse de phase des vagues (Eq. 8),

$$\text{Cambrure} = \frac{H_s}{\lambda} \quad \text{Equation 5}$$

En suivant l'approche linéaire, le flux d'énergie des vagues (P_{tot}) a pu être estimé par 20 m de profondeur selon l'équation 6 :

$$P_{tot} = \frac{1}{8} \rho g H_s^2 C_g \quad \text{Equation 6}$$

où C_g est la vitesse de groupe des vagues (Eq.7). Les vagues se propagent en groupe d'ondes. La vitesse de groupe correspond à la vitesse de propagation de l'énergie de l'onde créée par ce groupe de vagues.

$$C_g = \frac{1}{2} c \left(1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right) \quad \text{Equation 7}$$

où c est la vitesse de phase des vagues (ou célérité) (Eq.8),

$$c = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh kd} \quad \text{Equation 8}$$

k est le nombre d'onde et d la profondeur. Le nombre d'onde k a été calculé en résolvant l'équation de dispersion des ondes linéaires, en utilisant une méthode itérative de Newton ; il dépend de la

longueur d’onde, λ . La vitesse de phase dépend de la période de la vague, les ondes longues se propageant plus vite que les ondes courtes.

Le transport longitudinal (‘longshore’) est également pris en compte, via deux paramètres : le P_y , correspondant à la composante longshore du flux d’énergie, et le Longshore Variation Index (ou LVI).

La composante longshore du flux d’énergie des vagues (P_y) est obtenue par l’équation 9:

$$P_y = P_{tot} \cos \theta \sin \theta \quad \text{Equation 9}$$

où θ est l’angle d’incidence des vagues.

En 2017, Burvingt *et al.* ont proposé un indicateur pour caractériser la variabilité longshore de la réponse morphologique des plages aux évènements énergétiques : le Longshore Variation Index (LVI, Eq. 10).

$$LVI = \frac{Q_{std}}{|Q_{mean}| + Q_{std}} \quad \text{Equation 10}$$

Le LVI donne également des indications sur la possible dominance d’un sens, cross-shore ou longshore, lors du transport sédimentaire : si le LVI=1 (respectivement LVI=0), le transport longshore (respectivement cross-shore) est dominant.

La composante cross-shore du flux d’énergie des vagues (C_x) est obtenue par l’équation 11 (Ruiz de Alegría-Arzaburu *et al.*, 2017) :

$$C_x = \frac{\rho g^2}{64\pi} H_s^2 T_p \cos^2 \theta \quad \text{Equation 11}$$

Enfin, le “wave power” (ou flux d’énergie) normalisé (P_n) est calculé selon l’équation suivante, proposée par Morris *et al.* en 2001:

$$P_n = P \frac{\eta_{dtr}}{\eta_{dtr}^*} \quad \text{Equation 12}$$

où P est le flux d’énergie des vagues (ou “wave power”), η_{dtr} le marnage journalier par rapport au marnage de vives-eaux maximal η_{dtr}^* .

Les deux derniers graphiques de la figure 2.3.2.3 montrent les flux d’énergie total en rouge et sa composante longshore en bleu. Les deux paramètres montrent eux aussi une forte saisonnalité qui se justifie par la relation entre le P_{tot} et la hauteur significative des vagues. Ainsi, on retrouve une corrélation de 88% entre le P_{tot} et les H_s , avec des pics de valeurs du flux d’énergie correspondant aux pics de H_s . Le flux d’énergie maximal a donc été atteint en Février 2017 ($7,74.10^5$ W/m) ; par contre, le flux minimal d’énergie, d’une valeur de 524,88 W/m a été enregistré en Avril 2016. De plus, même

si le P_{tot} rentre dans la formule de calcul du flux d'énergie longshore, celui-ci dépend également fortement de l'angle d'incidence des vagues par rapport à la côte. Ainsi, la corrélation entre P_{tot} et P_y n'est que 51%, et le maximum de flux longshore a cette fois atteint $8,33.10^4$ W/m en Janvier 2017 ; alors que, contrairement aux H_s , T_p et P_{tot} , en Février 2017 le P_y atteint son minimum à $-7,33.10^4$ W/m. Sur la période d'étude, le P_y moyen ($6,21.10^3$) représente 10% du P_{tot} moyen ($6,10.10^4$) ; ce ratio est également vérifié pour les P_y et P_{tot} totaux, sommés sur les 29 mois étudiés.

2.3.3 Les tempêtes

Comme indiqué dans l'état de l'art, la définition d'une tempête d'un point de vue océanographique est différente de celle utilisée en météorologie, même si elles ne sont pas complètement découplées. En effet, la définition d'une tempête océanographique est basée sur les caractéristiques des vagues, qui sont, elles-mêmes, formées par le vent. Plusieurs définitions ont été proposées pour qualifier un évènement énergétique de tempête, elles sont généralement d'abord basées sur des seuils statistiques (e.g. H75%, H90%, H95%) des hauteurs significatives des vagues (e.g. Masselink et al. , 2014 ; Splinter et al., 2014a). La méthode choisie ici est celle décrite en 1994 par Dolan & Davis prenant en compte deux seuils : le premier concerne les H_s , alors que le second est basé sur la durée de l'évènement. Cette méthode, appelée POT (« Peak Over Threshold »), se fonde donc sur des seuils spécifiques à chaque site. A Biscarrosse, et plus généralement sur la côte Landaise, un évènement est qualifié de tempête si les H_s dépassent 4 m (H95% calculé sur 10 ans) pendant au moins un cycle de marée complet, soit l'équivalent de 12 h (Sénéchal et al, 2015 ; Angnuureng et al., 2017). La figure 2.3.3.1 regroupe dans un premier temps l'énergie des vagues (E), les hauteurs significatives maximales (H_{smax}) et la durée des tempêtes. Elle montre l'importance du seuil de durée des tempêtes : en effet, les points rouges sur le graphique des H_{smax} mettent en relief les vagues de hauteur supérieure à 4 m, mais ne correspondant pas à des périodes de tempêtes. En tout, 39% du total des vagues dont les H_s dépassent 4 m ne sont pas des tempêtes mais seulement des évènements énergétiques, du fait d'une durée insuffisante.

La méthode POT inclut également un critère d'indépendance météorologique, I , qui définit la période de temps entre deux tempêtes, caractérisée par des conditions hydrodynamiques plus calmes (Harley et al., 2017). Ce critère est utilisé pour s'assurer de l'indépendance des deux évènements, c'est-à-dire, une origine météorologique différente. Ainsi, deux tempêtes consécutives séparées par une période calme inférieure à I sont considérées comme faisant partie d'un même évènement

appelé cluster de tempêtes. Ce critère I a été évalué dans des études précédentes (e.g. Sénéchal et al., 2015) comme étant égal à 5 jours.

Selon ces définitions, 25 tempêtes ont été enregistrées pendant la période d'étude, dont 8 tempêtes isolées (fig. 2.3.3.1, patchs bleus) et 6 clusters (fig. 2.3.3.1, patchs roses), eux-mêmes composés de 2 à 5 tempêtes.

Dans leur étude de 1994, Dolan et Davis ont également proposé une définition du potentiel d'érosion des tempêtes (ou « Storm Power Index ») selon l'équation suivante :

$$P_s = H_{smax}^2 D \quad \text{Equation 13}$$

où D est la durée de chaque tempête en heures.

Le P_s évalue le potentiel érosif d'une tempête en fonction de sa durée et de la hauteur maximale sans pour autant savoir quel paramètre est dominant. Ainsi, une tempête de quelques heures (>12 h) peut avoir le même potentiel érosif qu'une tempête de plusieurs jours, si les vagues qui lui sont liées sont plus grandes. De plus, ce paramètre ne donne, en aucun cas, d'indication sur le volume érodé par la tempête. Néanmoins, il permet de qualifier les tempêtes et de les comparer entre elles. Le dernier graphique de la figure 2.3.3.1 donne les valeurs des P_s pour toutes les tempêtes enregistrées entre Novembre 2015 et Avril 2018. La deuxième tempête de Février 2016 (1^{ère} tempête du cluster) est celle dont le P_s est le plus élevé (3026 m²/h) : les vagues n'étaient pas exceptionnellement puissantes mais la durée (>80 h) a joué un rôle déterminant dans ce résultat.

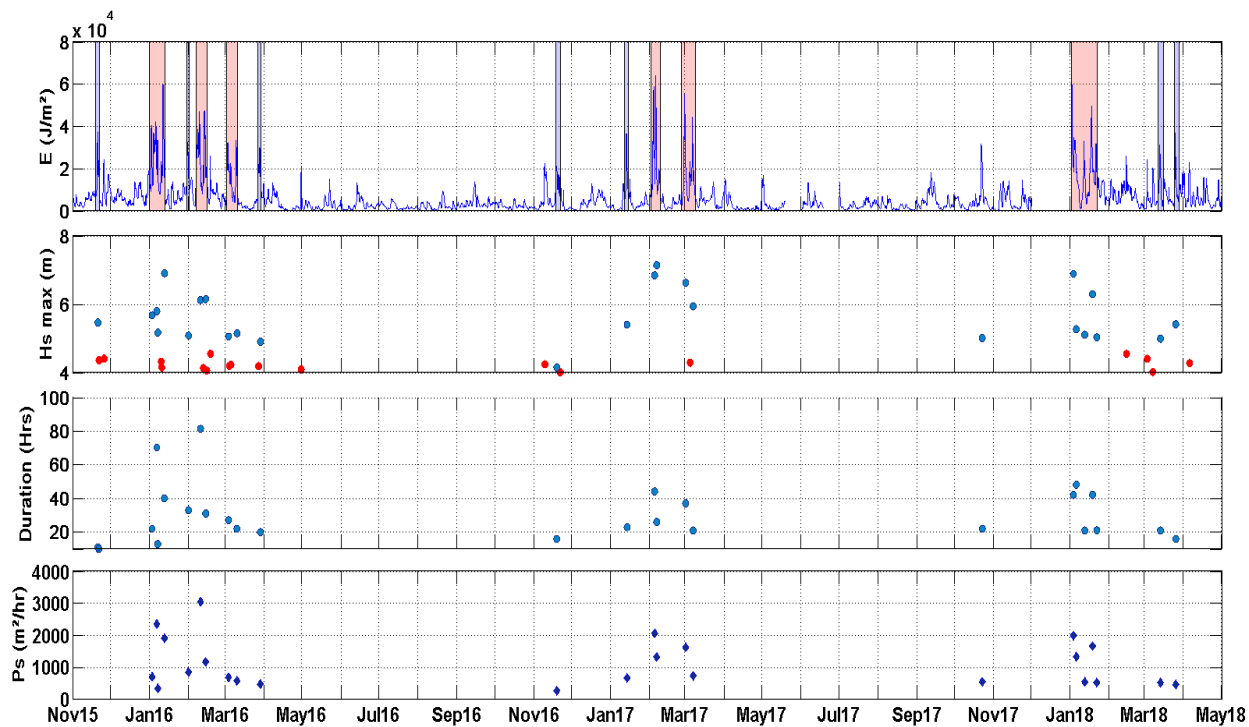


Figure 2.3.3.1: Paramètres utilisés pour qualifier les tempêtes: l'énergie des vagues (E), la hauteur significative maximale des vagues ($H_s \text{ max}$), la durée des tempêtes et l'index de potentiel d'érosion des tempêtes (P_s).

Chapitre III

Les courtes échelles de temps

Table des matières

Chapitre III.....	80
3.1 Vue générale des conditions hydrodynamiques	82
3.2 Réponse morphologique	84
3.2.1 Réponses morphologiques du système aux tempêtes isolées.....	84
3.2.1.1 Profils	85
3.2.1.2 Réponse morphologique 3D	86
3.2.1.3 Volumes.....	88
3.2.1.4 Bilan.....	89
3.2.2 Réponse globale aux clusters	89
3.2.2.1 Profils	89
3.2.2.2 Réponse morphologique 3D	91
3.2.2.3 Volumes.....	93
3.2.2.3.1 Variation du volume.....	93
3.2.2.3.2 Variation du volume par événement.....	94
3.2.2.4 Etude sur le possible effet cumulé des tempêtes formant un cluster	95
3.2.2.5 Echelle inter-cluster	97
3.2.2.6 Enchaînement des événements	100
3.2.2.6.1 Réponse morphologique du système à chaque tempête composant chaque cluster	100
3.2.2.6.2 Rôle de la marée.....	102
3.2.2.7 Bilan.....	105
3.3 Bilan : tempêtes isolées vs. clusters.....	105
3.3.1 Impacts des événements	105
3.3.2 Variations des volumes, par sections de plage et par événement : transferts sédimentaires associés	106
3.4 Conclusions	109

Comme indiqué dans l'état de l'art la réponse à l'évènementiel peut être du même ordre de grandeur que la réponse saisonnière voir pluriannuelle. Dans un contexte de gestion intégrée des zones côtières, les échelles saisonnières et pluriannuelles ont pourtant souvent été privilégiées (e.g. Batista et al., 2014 ; Almonacid-Caballer et al., 2016 ; Castelle et al., 2018 ; Hakkou et al., 2018). Ces dernières années, l'étude de la réponse évènementielle s'est largement développée mais en s'attachant plus particulièrement aux évènements les plus énergétiques (« extrêmes ») sans forcément tenir compte des périodes qui entrecoupent ces évènements. La réponse à des tempêtes modérées ou à la succession de tempêtes modérées (clusters) a été nettement moins documentée ou partiellement documentée (levé avant et après cluster uniquement). L'effort de la mise en place d'une base de données très haute fréquence sur le site de Biscarrosse pendant cette thèse devait donc permettre de combler cette lacune dans la bibliographie. Dans ce chapitre nous allons donc décrire la réponse à très haute fréquence de la plage de Biscarrosse en s'appuyant sur les données collectées pendant deux saisons hivernales

3.1 Vue générale des conditions hydrodynamiques

Les caractéristiques principales des vagues sont introduites dans les cinq premiers graphiques de la figure 3.1.1. Du haut vers le bas, la figure présente respectivement la hauteur significative des vagues (H_s), les périodes pic (T_p), l'incidence des vagues à la côte, l'énergie liée aux vagues (E) et les hauteurs significatives maximales liées aux événements fortement énergétiques (H_{smax}). Les astérisques rouges du premier graphique indiquent les périodes de levés DGPS. Les deux derniers graphiques donnent les caractéristiques liées aux tempêtes : la durée (« Duration ») et le potentiel érosif (P_s) de chaque événement.

Une forte saisonnalité est visible dans le climat de vagues : des conditions énergétiques en hiver (novembre à avril), matérialisées par des H_s supérieures à 2 m et des périodes autour de 12 s, et des conditions moins énergétiques en été ($H_s < 2$ m and $T_p \sim 9$ s). On observe que les événements qualifiés de tempêtes sont exclusivement enregistrés durant les périodes hivernales. Pour rappel, deux tempêtes successives, séparées par une période caractérisée par des conditions énergétiques plus calmes, inférieure à 5 jours, sont considérées comme appartenant au même cluster de tempêtes (Sénéchal et al., 2015 ; Angnuureng et al., 2018).

La période étudiée ici (novembre 2015 à mai 2017) couvre deux hivers ; au total 16 tempêtes ont été enregistrées, dont 5 clusters (encadrés rouges) et 4 tempêtes isolées (patches bleus). On remarque que

ces évènements ne sont pas équitablement répartis entre les deux saisons hivernales. En effet la première saison hivernale regroupe 10 tempêtes alors que le second hiver uniquement 6 tempêtes. Au cours du premier hiver, 3 clusters sont dénombrés dont l'un est composé de 4 tempêtes successives alors que le second hiver se caractérise par 2 clusters.

Le paramètre P_s (pour « Storm power Index ») évalue la capacité d'un événement à éroder la plage en se basant sur la hauteur significative des vagues (élevée au carré) et la durée de la tempête. Selon la figure 3.1.1, les tempêtes dont les valeurs de P_s sont les plus élevées, et donc potentiellement les plus érosives, appartiennent toutes à des clusters de la première saison hivernale. Selon cet indicateur, les tempêtes isolées des deux hivers 2015/2016 et 2016/2017 ne semblent que faiblement érosives. Ces 'relatives' faibles valeurs sont à mettre en parallèle des faibles hauteurs de vagues et des durées limitées associées à ces évènements isolés. Néanmoins, ce paramètre, déterminé pour chaque tempête, n'est que peu représentatif lorsque l'on s'intéresse aux clusters dans leur ensemble : le potentiel érosif d'un cluster ne peut être calculé comme la somme des P_s de chacune des tempêtes qui le compose.

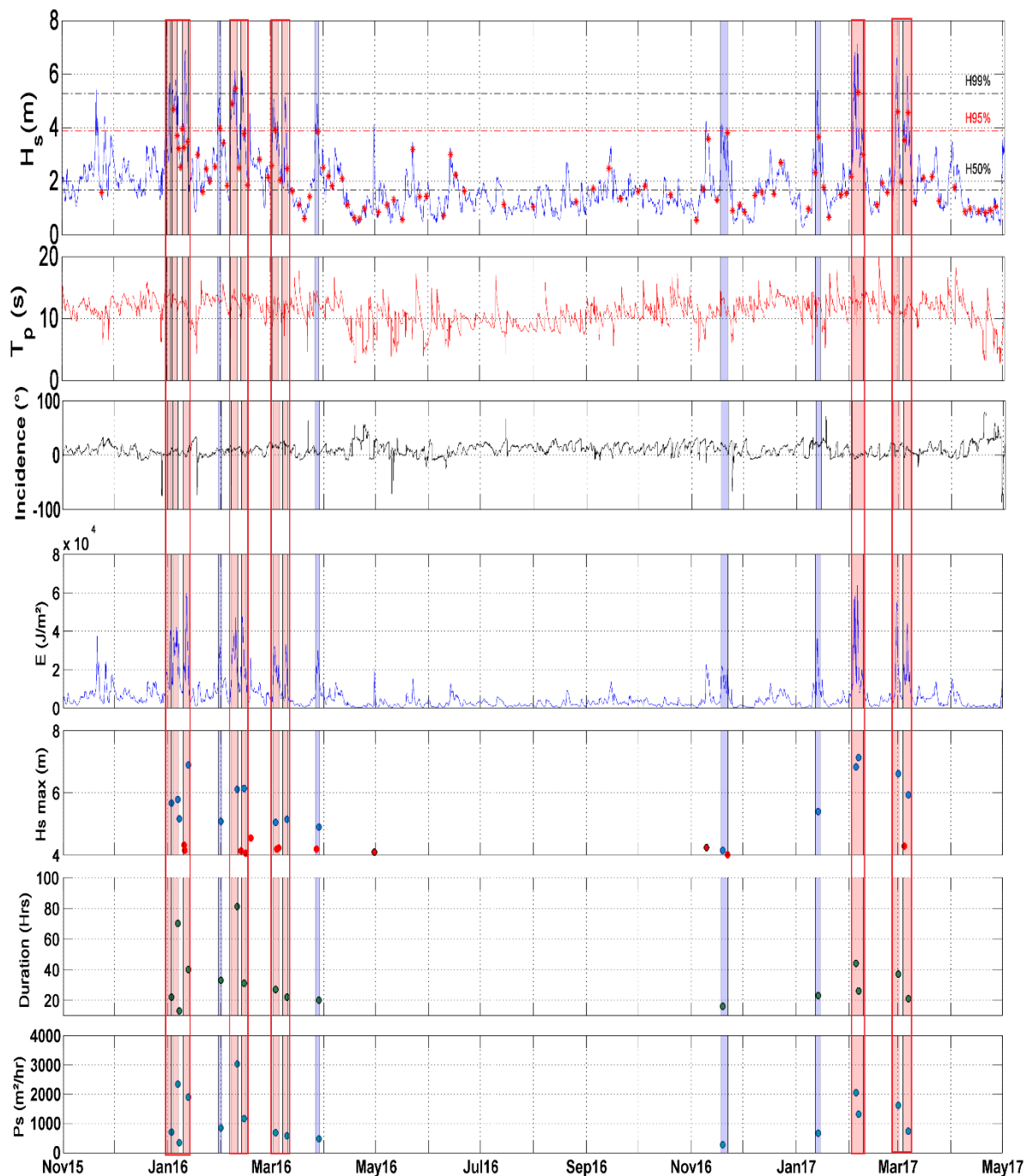


Figure 3.2.1 : Conditions hydrodynamiques: hauteur significative des vagues (H_s), les périodes pic (T_p), l'incidence des vagues à la côte, l'énergie liée aux vagues (E), les hauteurs significatives maximales liées aux événements fortement énergétiques (H_{smax}), la durée (« Duration ») et le potentiel érosif (P_s) de chaque événement. Les astérisques rouges du premier graphique indiquent les périodes de levés DGPS ; les patches rouges montrent les périodes de clusters, les bleu les tempêtes isolées.

3.2 Réponse morphologique

3.2.1 Réponses morphologiques du système aux tempêtes isolées

3.2.1.1 Profils

Le principe d'équilibre dynamique est basé sur l'évolution du profil cross-shore moyenné de la plage (e.g. Pilkey et al., 1993 ; Masselink & Short, 1993 ; Ruggiero et al., 2005). L'extraction d'un profil de plage moyenné pour suivre l'évolution morphologique des plages est donc une méthode couramment utilisée (e.g. Ruiz de Alegria-Arzaburu et al., 2017, Birrien et al., 2018).

La figure 3.2.1.1 présente les profils de la plage de Biscarrosse extraits avant (pointillés) et après (trait plein) chaque tempête isolée, dans le but de suivre l'impact de chaque événement sur le système.

Lors du premier hiver, la première tempête isolée, datant du début du mois de février 2016 (en rouge) a eu pour effet d'engraisser la plage supratidale (zone comprise entre $Z= 2$ et $4,5$ m) d'environ $0,30$ à $0,40$ m. La tempête suivante (fin mars 2016, profils bleus) a également engendré un engraissement ($>0,50$ m) de la plage supratidale associée à une érosion de même amplitude de la plage intertidale ($Z < 2$ m).

Au cours de l'hiver suivant, la première tempête (notée numéro 3 dans la figure) a eu pour conséquence une forte érosion de la plage supratidale (-1 m), ainsi qu'une érosion modérée de la plage intertidale ($<0,4$ m). Enfin, la dernière tempête isolée (janvier 2017, en noir) a également provoqué une érosion de la plage supratidale ($>0,50$ m) associée à un recul du pied de dune (-5 m).

Les tempêtes isolées enregistrées au cours du premier hiver (2015/2016) ont donc plutôt eu tendance à engraisser la zone supratidale, alors que les tempêtes du second hiver (2016/2017) ont globalement eu l'effet inverse.

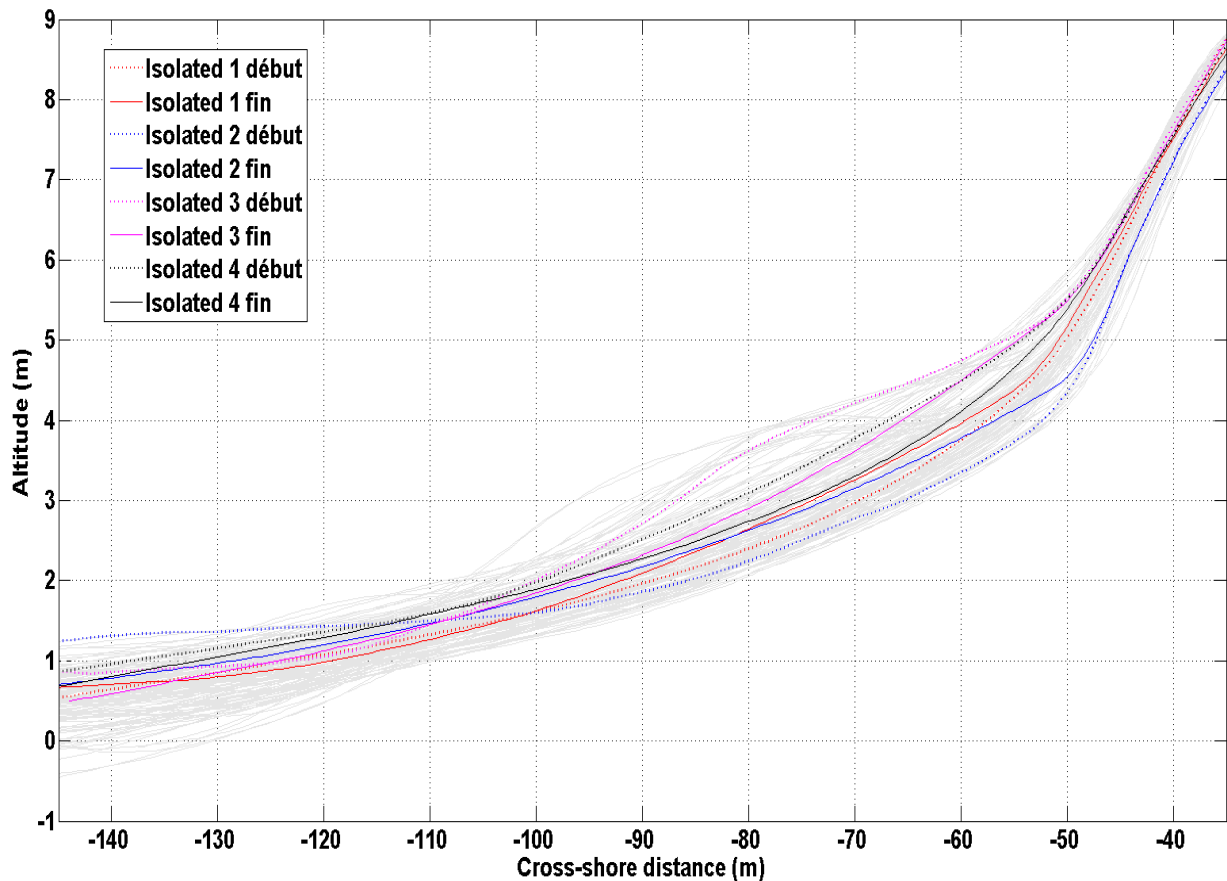


Figure 3.2.1.1: Profils cross-shore moyennés de la plage de Biscarrosse extraits avant (pointillés) et après (trait plein) chaque tempête isolée.

3.2.1.2 Réponse morphologique 3D

Les profils de plage ne permettent pas de prendre la variabilité longshore de la réponse des systèmes sableux aux tempêtes. C'est pourquoi, j'ai complété les informations données par les profils moyens au travers de cartes représentant les différences topographiques, calculées entre les levés pre- et post-tempêtes, pour les quatre événements identifiés précédemment (fig.3.2.1.2).

La morphologie du système plage/dune après la première tempête isolée montre un engraissement de la plage supratidale (+0,7 m), associé à une légère érosion (non linéaire dans l'axe longshore) de la plage intertidale. La deuxième tempête isolée a induit une forte érosion de la plage intertidale (-1 m), ainsi qu'un engraissement significatif de la plage supratidale (+1 m). Ces deux événements ne semblent donc pas avoir un effet érosif, mais plutôt un effet reconstructif, tout du moins pour la plage supratidale.

Le tempête isolée numéro 3, a provoqué une érosion au niveau de la partie supérieure la plage supratidale (-1 m), une accrétion de la zone inférieure de la plage supratidale (+ 0.7 m au maximum),

ainsi qu'une érosion de la plage intertidale (-1 m au maximum). Le sédiment érodé dans la partie supérieure de la supratidale semble donc s'être déposé au niveau de la plage supratidale inférieure. Toutefois, une forte variabilité longshore du système est remarquable. Enfin, la dernière tempête isolée enregistrée n'a pas réellement impacté la plage (supra- et intertidale) ; en revanche, un recul marqué du pied de dune est visible.

Ces observations sont identiques à celles faites grâce aux profils moyens, du fait de la faible variabilité longshore de la réponse de la plage. Ainsi, les cartes 3D confirment que l'évolution du profil de plage, pour les tempêtes 1,2 et 4, est représentative de l'évolution morphologique de l'ensemble du système. Cependant, la tempête 3, montre une forte variabilité longshore de la réponse de la plage à l'événement. Ainsi, contrairement aux observations faites avec les profils moyens, qui lissent l'information, toute la plage n'est pas érodée : une alternance d'érosion/accrétion est visible dans l'axe longitudinal de la plage.

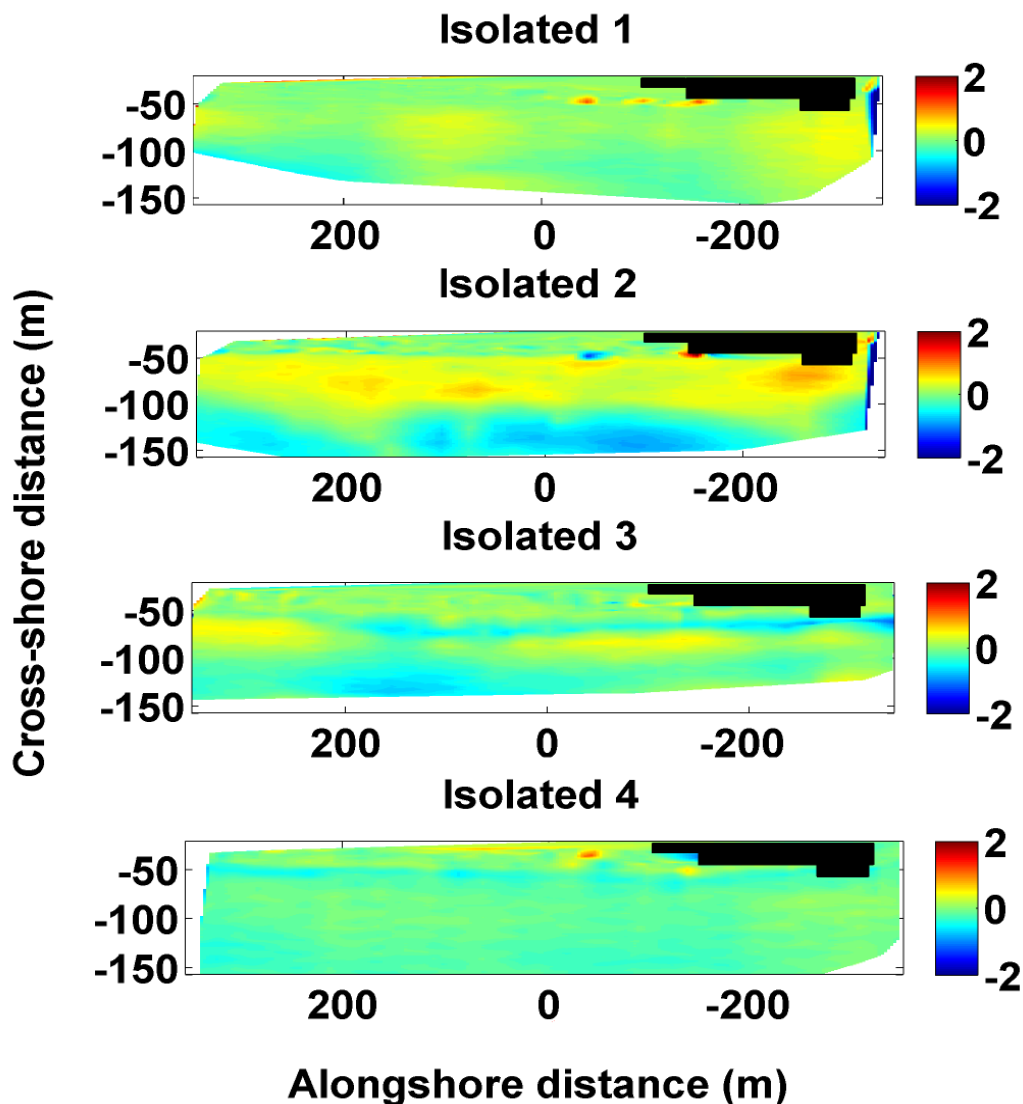


Figure 3.2.1.2 : Carte des différences morphologiques, en m (+/- 10 cm), mesurées pour chaque tempête individuelle enregistrée durant les hivers 2015/2016 et 2016/2017.

3.2.1.3 Volumes

Les variations des volumes pour le système dans son ensemble, mais aussi pour chaque section de la plage, entre les levés pre- et post-tempête, sont données dans le tableau 3.2.1.1. La première tempête est caractérisée par un bilan sédimentaire total neutre ($\Delta V = 0,25 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$), toutefois, on remarque une érosion de la plage intertidale (et de la dune, $-1,13 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$) au profit de la plage supratidale ($+1,38 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$). La deuxième tempête est, elle aussi, neutre d'un point de vue de l'évolution totale du système ($0,06 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$), mais cette fois, le volume érodé au niveau de la plage intertidale ($-6,11 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$) vient engraisser la plage supratidale et la dune ($+6,18 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$).

La troisième tempête est un événement purement érosif ($-3,04 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$), résultant une érosion de chacune des sections du système (de la dune à la plage intertidale). Cependant, la plage intertidale est la zone la plus impactée par cette tempête avec $-2,59 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ contre $-0,16$ et $-0,29 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$, respectivement pour la plage supratidale et la dune. La dernière tempête est également érosive ($-4,76 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$), elle correspond même à l'événement le plus érosif de notre période d'étude. Lors de cette tempête isolée, la dune a été la section la plus impactée ($-2,12 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$), suivie de la plage intertidale ($-1,75 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$) ; la supratidale a connu une perte de sédiment de $-0,89 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$.

Ainsi, les tempêtes isolées dont le bilan sédimentaire est neutre sont toujours des tempêtes pour lesquelles la plage supratidale est engraisée, au détriment de l'intertidale.

Tableau 3.2.1.1: Variations du volume de l'ensemble de la plage, calculées pour chaque événement isolé.

	Isolée 1	Isolée 2	Isolée 3	Isolée 4
Variation du volume <i>du système</i> ($\text{m}^3.\text{m}^{-1}$) entre les levés pre et post tempête	0,25 Neutre	0,06 Neutre	-3,04 Erosif	-4,76 Erosif
Variation du volume de la <i>plage intertidale</i> ($\text{m}^3.\text{m}^{-1}$) entre les levés pre et post tempête	-1.01	-6.11	-2.59	-1.75
Variation du volume de la <i>plage supratidale</i> ($\text{m}^3.\text{m}^{-1}$) entre les levés pre et post tempête	1.38	5.77	-0.16	-0.89
Variation du volume de la <i>dune</i> ($\text{m}^3.\text{m}^{-1}$) entre les levés pre et post tempête	-0.12	0.41	-0.29	-2.12

3.2.1.4 *Bilan*

Les tempêtes sont des événements fortement énergétiques qui ne sont, toutefois, pas automatiquement synonymes d'érosion des systèmes sableux. Certaines tempêtes peuvent être considérées comme des événements « reconstructifs », engendrant une érosion de la plage intertidale et un transfert sédimentaire cross-shore vers la plage supratidale, engraisent cette section de plage. Toutefois, la reconstruction est généralement limitée à la plage supratidale et le bilan sédimentaire calculé pour l'ensemble de la plage ne reflète pas un engraissement, mais plutôt une neutralité. Cette variation volumique proche de 0 est principalement due à la compensation de volume érodé en plage intertidale, par le volume apporté en zone supratidale, supposant des échanges cross-shore entre ces deux zones du système.

Ainsi, les tempêtes enregistrées en 2016 sont qualifiées d'événements « neutres » alors que les tempêtes de 2017 sont des événements érosifs. Ce constat est à replacer dans un contexte saisonnier : les tempêtes de 2016 sont précédées de périodes de clusters, alors qu'en 2017, les deux tempêtes isolées enregistrées correspondent aux deux premiers événements de l'hiver. La chronologie des événements sera discutée dans le chapitre IV.

3.2.2 Réponse globale aux clusters

Les clusters de tempêtes décrivent des successions de tempêtes, séparées par des périodes, caractérisées par des conditions hydrodynamiques plus calmes, inférieures à 5 jours. A l'image de Dissanayake et al. (2015), des études ont été menées sur l'impact des clusters sur la morphodynamique des plages. Le cluster est alors vu comme un événement unique, érosif : le laps de temps entre chaque tempête est considéré trop court pour permettre un ré-engraissement post-tempête, classiquement observé après un événement isolé (e.g. Ferreira et al., 2005 & 2006). L'impact du cluster sur la morphologie de la plage est alors assimilé à un effet cumulé de l'impact de chaque tempête composant le cluster (e.g. Splinter et al., 2014). Dans un premier temps les résultats sont présentés conformément à ce qui est généralement fait dans la littérature en ne regardant que la réponse globale à l'ensemble du cluster.

3.2.2.1 *Profils*

Comme pour les tempêtes individuelles, les profils moyens pre- (pointillés) et post-cluster (trait plein) ont été extraits des levés DGPS, pour les 5 clusters identifiés grâce aux conditions de houle (fig. 3.2.2.1).

Pendant le premier hiver, le premier cluster (janvier 2016, en rouge) est caractérisé par une érosion de tout le profil de plage (< -1 m) et un recul du pied de dune d'environ -7 m. Le deuxième cluster (février 2016, en bleu) est également marqué par une forte érosion de la plage, mais cette fois, seulement de la plage supratidale, associée à un recul du pied de dune (> 5 m) ; la zone intertidale est légèrement accrétée (0,30 m au maximum). Le troisième cluster de l'hiver (mars 2016, en vert) a provoqué un engraissement du profil, avec un maximum de +0,30 m atteint au niveau du bas de plage et de la plage intertidale. Pendant le second hiver, les profils du premier cluster (indiqué 4 sur la figure et observé en février 2017, en noir) ne montrent qu'une très faible variation du profil de plage. Enfin, le dernier cluster (mars 2017, en magenta) a engendré une érosion de tout le profil de plage et un recul du pied de dune d'environ -5 m.

Comme pour les tempêtes isolées, chaque cluster semble avoir un comportement, et un impact sur la morphodynamique de la plage, qui lui est propre conformément avec ce qui avait déjà été observé par Coco et al. (2013).

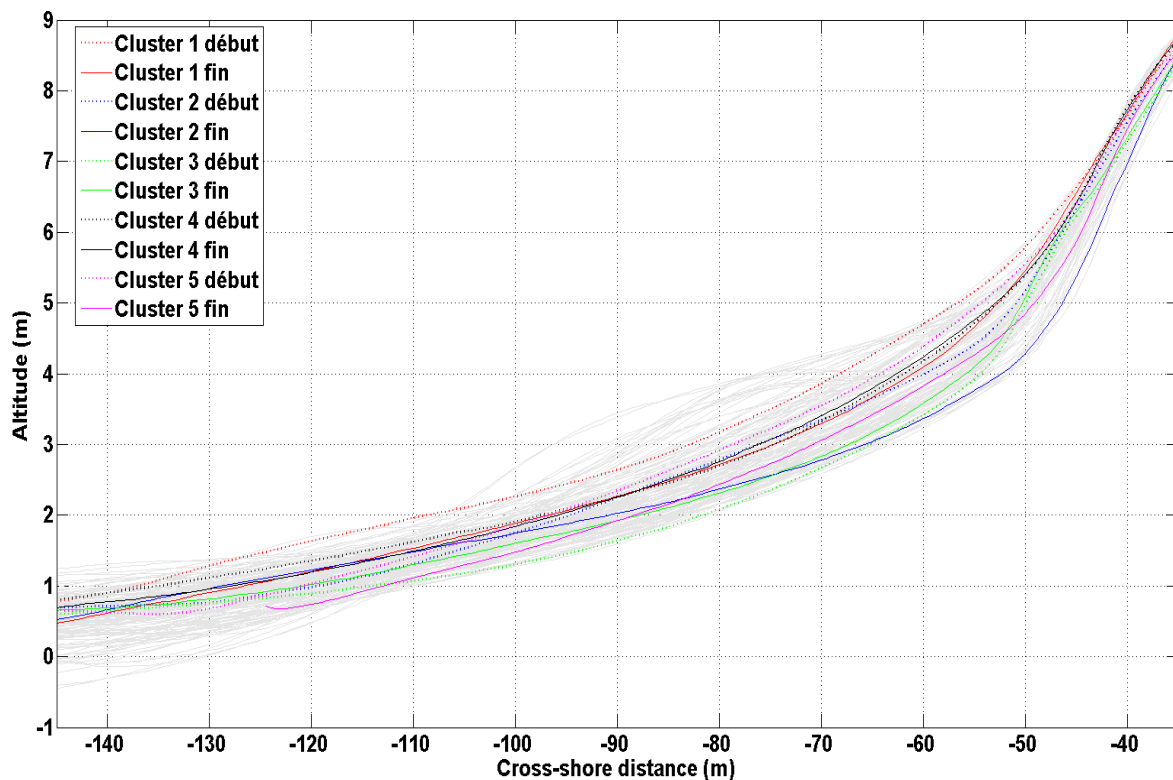


Figure 3.2.2.1: Profils cross-shore moyennés de la plage de Biscarrosse extraits avant (pointillés) et après (trait plein) chaque cluster de tempêtes.

3.2.2.2 Réponse morphologique 3D

La figure 3.2.2.2 présente les cartes de différence entre les topographies pre- et post-cluster, afin d'accéder à la variabilité longshore de la réponse de la plage pour chaque cluster. Après le cluster 1, une érosion de la plage supratidale est observable (-1,5 m), sur toute la longueur de la plage, associée à un recul du pied de dune. La plage intertidale, quant à elle, évolue de façon non uniforme le long de l'axe longshore : la partie Nord ($x > 0$) est érodée (-0,5 m) alors que la partie Sud ($x < 0$) est accrétée (+0,5 m). Le cluster 2 est marqué par une forte érosion de la plage supratidale (-1,5 m) et une forte accrétion de la plage intertidale (+1 à 1,5 m) ; une variabilité longshore est également observable. La carte différentielle calculée pour le cluster 3 montre une accrétion de toute la plage (+1 m au maximum) et un recul du pied de dune. Toutefois ces résultats doivent être considérés avec prudence compte tenu du fait que le pied de dune a été préalablement réensablé par la commune de Biscarrosse, en certaines zones sensibles, modifiant le profil naturel du haut de plage. Ces rechargements ont pour but de générer une zone 'tampon' afin de protéger le pied de dune et le haut de plage ; le sable est alors moins tassé, et donc plus facilement mobilisable. Cette érosion s'explique donc également par le fait que la plage ne présentait pas un profil naturel. De plus le ré-engraissement de la plage peut être lié à la redistribution de ce sédiment. Le quatrième cluster est marqué par un abaissement de -0,5 m du niveau du haut de la façade maritime de la dune (fig. 3.2.2.3) couplé à une accrétion de même amplitude de la plage (supra- et intertidale). De plus, on note également une variabilité longitudinale de la réponse de la plage, avec une érosion de la partie Sud de la plage intertidale. Là encore, la variation du niveau de la façade maritime de la dune est d'origine anthropique : la partie supérieure de la dune ne varie que très peu naturellement à Biscarrosse. Conformément aux observations faites avec les profils moyens, le dernier cluster (cluster 5) a provoqué une érosion de tout le système plage/dune (-1 à -1,5 m), excepté la zone intertidale Nord, qui elle, est accrétée (+0,5 m).

Ainsi, les clusters sont majoritairement des événements érosifs, qui affectent négativement principalement la dune et le haut de plage, alors que la plage intertidale peut être à la fois accrétée ou érodée.

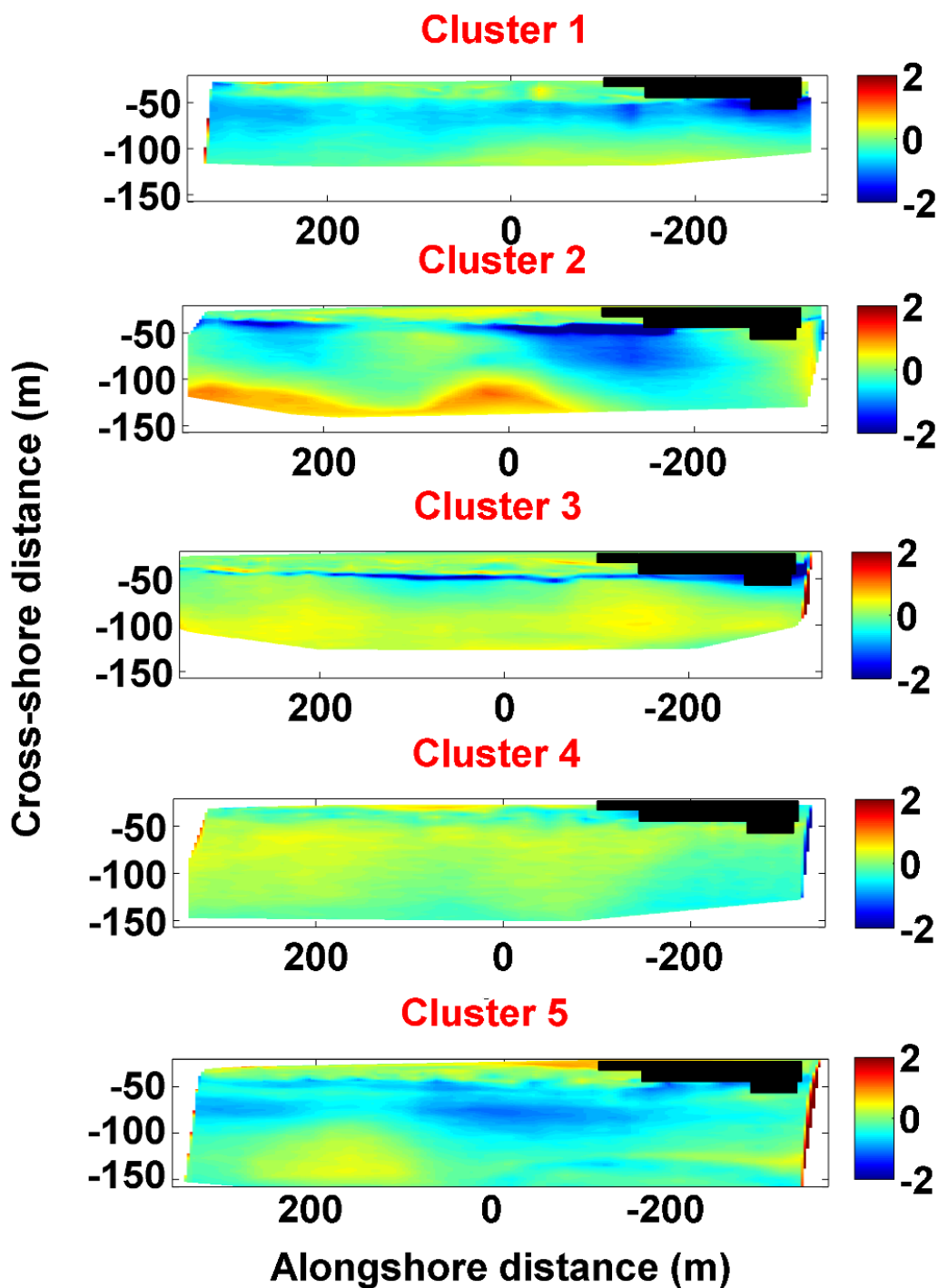


Figure 3.2.2.2: Carte des différences morphologiques mesurées pour chaque cluster de tempête enregistré durant les hivers 2015/2016 et 2016/2017.

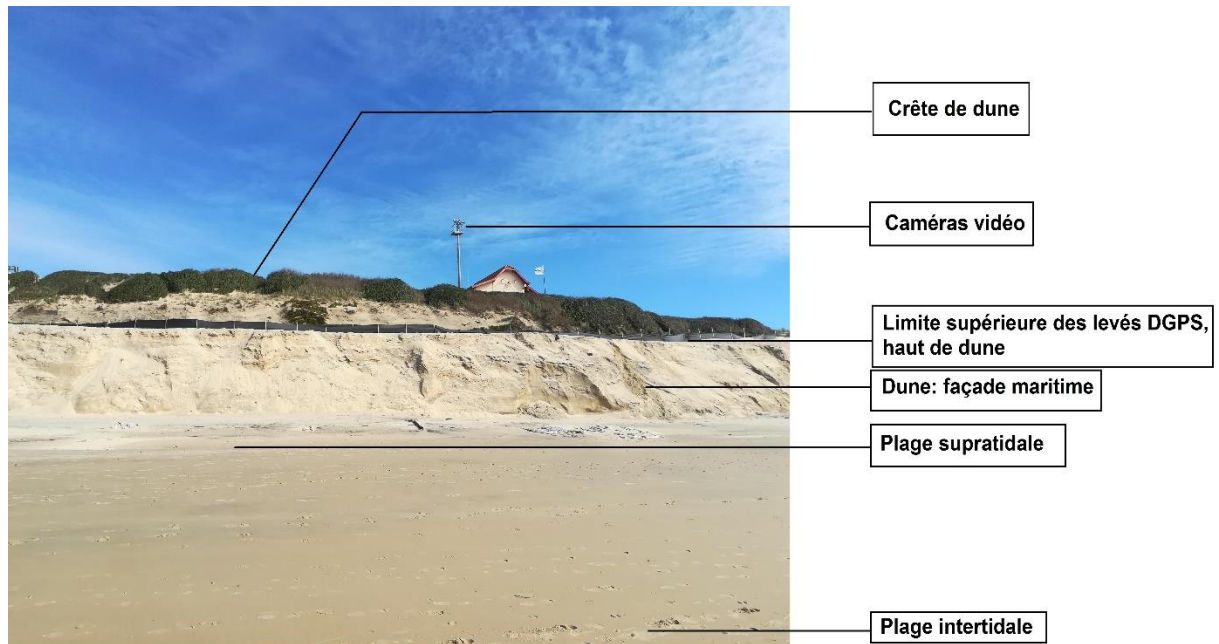


Figure 3.2.2.23 : Répartition des différentes zones de la plage : la crête de la dune, anthropisée et inaccessible durant les levés DGPS, la limite supérieure considérée dans notre étude comme le haut de la dune, la façade maritime de la dune, les zones supra- et intertidales.

3.2.2.3 Volumes

3.2.2.3.1 Variation du volume

La figure 3.2.2.3.1 présente les variations du volume pour chaque section de la plage (dune, plages supra- et intertidale), comparées au volume du 1^{er} levé DGPS enregistré datant du 24 novembre 2015. Lors des différents clusters (1, 2, 3, 4 et 5) la dune est toujours impactée, qu'elle soit érodée (clusters 1, 2, 3 et 5) ou engraisée (cluster 4). On observe de manière synchrone que lorsque le volume de la dune diminue (respectivement augmente), celui de la plage (supra- et intertidale) augmente (respectivement diminue). Ces observations laissent supposer la possibilité de transferts sédimentaires cross-shore entre la dune et la plage. De plus, lorsque le volume de la dune se stabilise (e.g. fin du cluster 5), les tendances suivies par les variations de volumes des plages supra- et intertidale (gain ou perte de sédiment) s'opposent : lorsque l'une de ces sections est engraisée, l'autre est érodée. Dans ce cas, les transferts sédimentaires semblent se faire entre les plages supra- et intertidale.

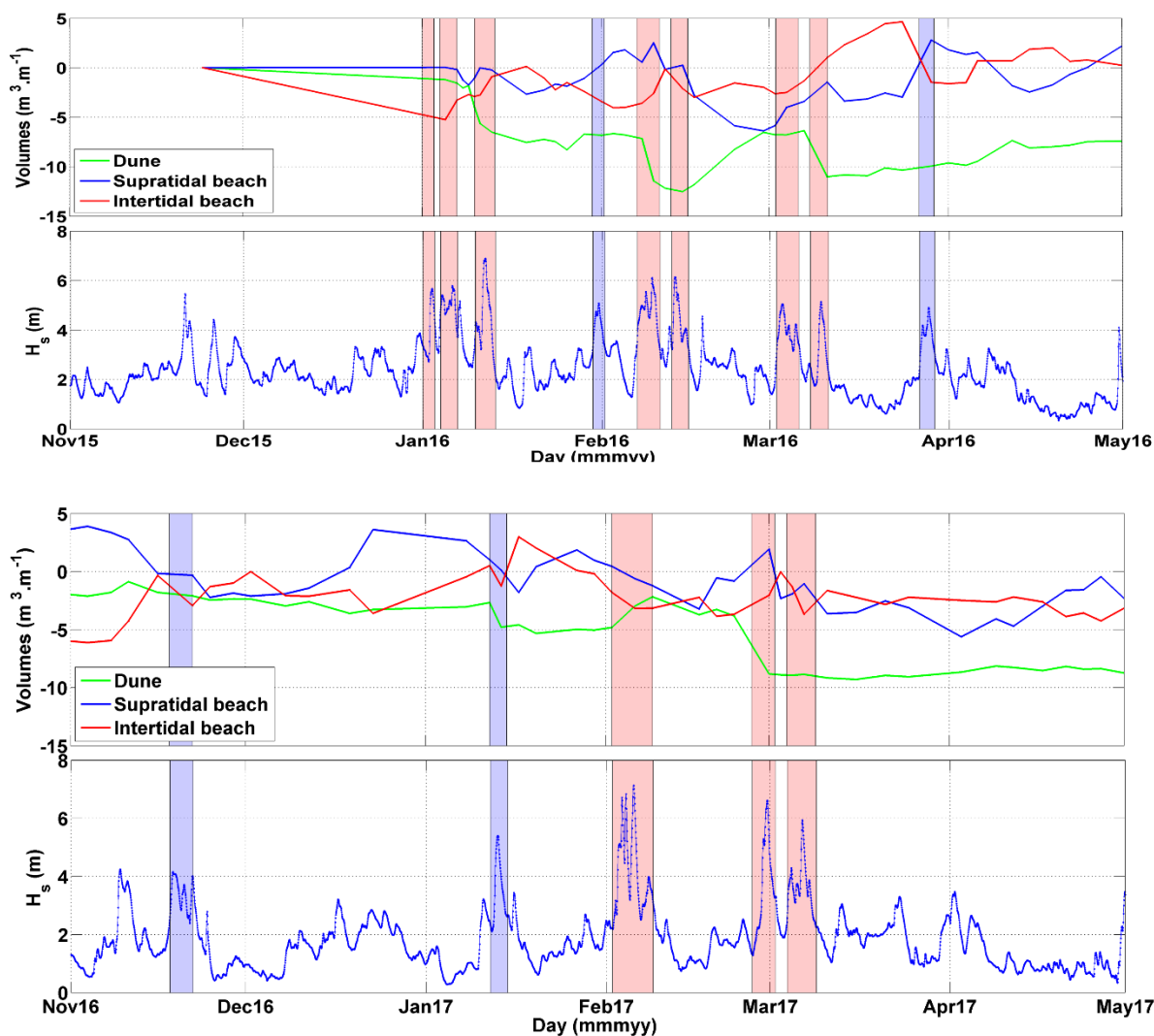


Figure 3.2.2.3.1 : Haut : Variations de volumes pour les différentes sections de la plage (dune en vert, plage supratidale en bleu et intertidale en rouge) associées aux hauteurs significatives des vagues (H_s) pour l'hiver 2015/2016, Bas: Variations de volumes pour les différentes sections de la plage (dune en vert, plage supratidale en bleu et intertidale en rouge) associées aux hauteurs significatives des vagues (H_s) pour l'hiver 2016/2017.

3.2.2.3.2 Variation du volume par événement

Le tableau 3.2.2.3.2 ci-dessous résume les variations des volumes de chaque section, ainsi que le volume calculé pour l'ensemble du système, entre les levés pre et post-clusters. Les volumes obtenus reflètent donc les variations mises en place durant chaque cluster, et la dépendance du volume total à l'évolution d'une ou de plusieurs sections de la plage. Ainsi, le premier cluster est un événement érosif ($-1,22 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$) résultant de la forte érosion de la dune et de la plage supratidale ($-5,55 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ au total), partiellement compensée par l'engraissement de la plage intertidale ($+4,33 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$). Le cluster 2 est significativement érosif ($-5,36 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$), mais ce volume est majoritairement influencé par l'érosion

de la dune : les volumes des plages supra- et intertidale se compensent quasiment parfaitement. Par opposition, le cluster 3 est un événement reconstitutif (+3,80 m³.m⁻¹) : la dune est érodée ; une partie du sédiment libéré vient alors alimenter la plage. Le cluster 4 est faible érosif (-0,59 m³.m⁻¹) ; la variation de son volume est dominé par une érosion de la plage (-2,44 m³.m⁻¹ au total) au profit de la dune qui gagne du sédiment (+1,85 m³.m⁻¹). Enfin, le cluster 5, l'événement le plus érosion des deux hivers (-6,10 m³.m⁻¹), a principalement érodé la plage supratidale et la dune.

Tableau 3.2.2.3.2 : Variations du volume de l'ensemble de la plage, ainsi que de chaque section, calculées entre les levés pre et post-clusters.

	Cluster 1	Cluster 2	Cluster 3	Cluster 4	Cluster 5
Variation du volume <i>du système</i> (m ³ .m ⁻¹) entre les levés pre et post cluster	-1,22	-5,36	+3,80	-0,59	-6,10
Variation du volume de <i>plage intertidale</i> (m ³ .m ⁻¹) entre les levés pre et post cluster	+4,33	+1,91	+3,64	-1,38	+2,04
Variation du volume de <i>plage supratidale</i> (m ³ .m ⁻¹) entre les levés pre et post cluster	-0,25	-1,55	+4,39	-1,06	-2,80
Variation du volume de <i>dune</i> (m ³ .m ⁻¹) entre les levés pre et post cluster	-5,30	-5,73	-4,24	+1,85	-5,34

3.2.2.4 Etude sur le possible effet cumulé des tempêtes formant un cluster

Considérés comme des événements uniques et non comme une succession d'événements, les clusters sont étudiés dans leur ensemble, et bien souvent on suppose que l'effet érosif de chaque tempête va se superposer, négligeant les évolutions post-tempêtes. La haute fréquence d'acquisition de nos données donne accès à l'impact de chaque tempête au sein d'un même cluster. En se basant sur l'hypothèse d'un effet cumulé des clusters, la somme du volume érodé par chaque tempête devrait être égale au volume érodé par le cluster total. La figure 3.2.2.4 (haut) compile les variations du volume

de la plage, calculées pour chaque tempête isolée (points noirs), chaque tempête composant les clusters (points roses), ainsi que pour chaque cluster (losange rouge). Chaque volume est obtenu en calculant la différence de volume entre les levés pré et post tempête (ou cluster dans le cas échéant) entre les isocontours $Z=0,45$ m et $Z=9$ m. Dans 4 cas sur 5, les changements dus à un cluster reflètent une perte de sédiment ; dans 2 cas sur 4 les tempêtes isolées permettent un gain de sédiment. De plus, en sommant les effets résultant de chaque tempête composant un cluster (astérisques bleues), il ressort que dans seulement 3 cas sur 4, cette somme correspond au volume total érodé du cluster ; le cluster 4 n'étant pas pris en compte par manque de données.

Les volumes présentés dans le deuxième graphique de la figure 3.2.2.4 sont calculés avec la même méthode que précédemment, pour chaque tempête, mais cette fois pour les différentes sections qui composent la plage : la dune (rouge), la plage supratidale (bleu) et l'intertidale (noir). Les patchs roses mettent en relief les tempêtes appartenant à un même cluster. Là encore, le cluster 4 n'est pas représenté. Le cluster 1 est, selon la figure 3.2.2.4, caractérisé par une érosion de la plage supratidale, un recul du pied de dune et un ré-engraissement de la plage intertidale. Néanmoins, l'érosion de la plage supratidale semble principalement influencée par la première tempête (analysée) du cluster, celle de la dune par la seconde, et l'accrétion de l'intertidale due à la fois à la première et à la seconde tempête. Les variations du volume résultant du second cluster sont majoritairement induites par la première tempête du cluster, qui a eu pour effet d'éroder significativement la dune et la plage supratidale, en faveur de l'intertidale. La première tempête du troisième cluster a causé une accrétion des volumes de toutes les sections du système, alors que la seconde a atteint et érodé la dune. Enfin, les impacts enregistrés lors du cluster 5 ont faiblement été influencés par la seconde tempête : la plage intertidale est engraisée lors de la première tempête ; la dune et la plage supratidale sont, quant à elle, érodées par ce même événement.

La figure illustre le fait que chaque tempête d'un cluster influence la réponse de la plage au dit cluster. L'impact des clusters n'est pas toujours le résultat d'un effet cumulé : les évolutions inter-cluster sont donc elles aussi à prendre en compte mais également le séquençage des tempêtes, c'est-à-dire l'ordre de succession des tempêtes au sein du cluster.

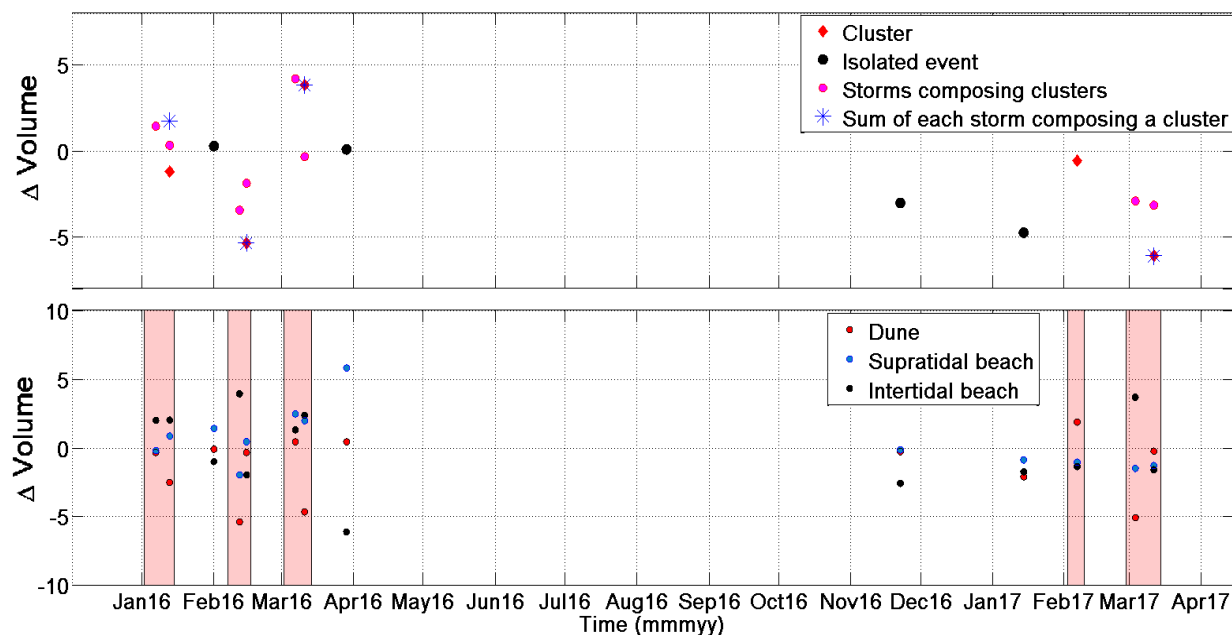


Figure 3.2.2.4 : Haut Variations du volume calculé pour : chaque cluster (losanges rouges), chaque tempête isolée (points noirs), chaque tempête appartenant à un cluster (points rose) et la somme des variations induites par chaque tempête d'un même cluster, Bas : Variations du volume pour chaque tempête, et pour chaque section de plage : dune (rouge), plages supra- (bleu) et intertidale (noir).

3.2.2.5 Echelle inter-cluster

Dans la partie précédente, les données montrent que l'effet cumulé d'un cluster n'est pas toujours vérifié, supposant une importance des très courtes échelles de temps et des évolutions possibles entre deux tempêtes d'un même cluster. La figure 3.2.2.5 présente (du haut vers le bas) les évolutions cross-shore de la position de différents isocontours (cf Chapitre II), les variations de volumes pour chaque section de la plage en incluant non seulement les périodes de tempête mais également les périodes de calme relatif entre chaque tempête. Les tempêtes des clusters sont mises en relief par les patches roses. Lors du premier cluster, seul l'isocontour de la plage intertidale ($Z=0,45$ m) montre une migration vers le large entre les deux dernières tempêtes du cluster. Néanmoins, les volumes montrent que, dans un premier temps, la dune et la plage supratidale s'érodent, alors que l'intertidale s'engraisse. Dans un second temps, le volume de la plage intertidale se stabilise, la dune poursuit son érosion et la supratidale s'engraisse. Le deuxième cluster est marqué par une légère migration des proxys de la plage intertidale (en noir et vert) vers le large. En termes de volumes, la dune reste stable durant la période entre les deux tempêtes ; les zones supra- et intertidale poursuivent respectivement leur érosion et reconstruction, jusqu'à ce que la tendance s'inverse durant les conditions de houle les

plus basses. Entre les tempêtes du troisième cluster, seuls les isocontours de la plage intertidale montrent une migration : l'accrétion (migration vers le large) de cette zone, initiée pendant la première tempête du cluster se poursuit. Cette tendance est également visible dans les volumes. Les volumes des plages inter- et supratidale augmentent durant les conditions hydrodynamiques relativement plus calmes; le volume de la dune diminue. Le cinquième cluster est caractérisé par des échanges sédimentaires entre les plages inter- et supratidale durant la période inter-cluster, le volume de la dune est stable.

Il apparaît alors que des échanges sédimentaires se mettent en place pendant les périodes calmes, ainsi que des modifications des tendances dans le comportement érosif ou reconstructif des différentes zones de la plage, pouvant influencer la réponse du système.

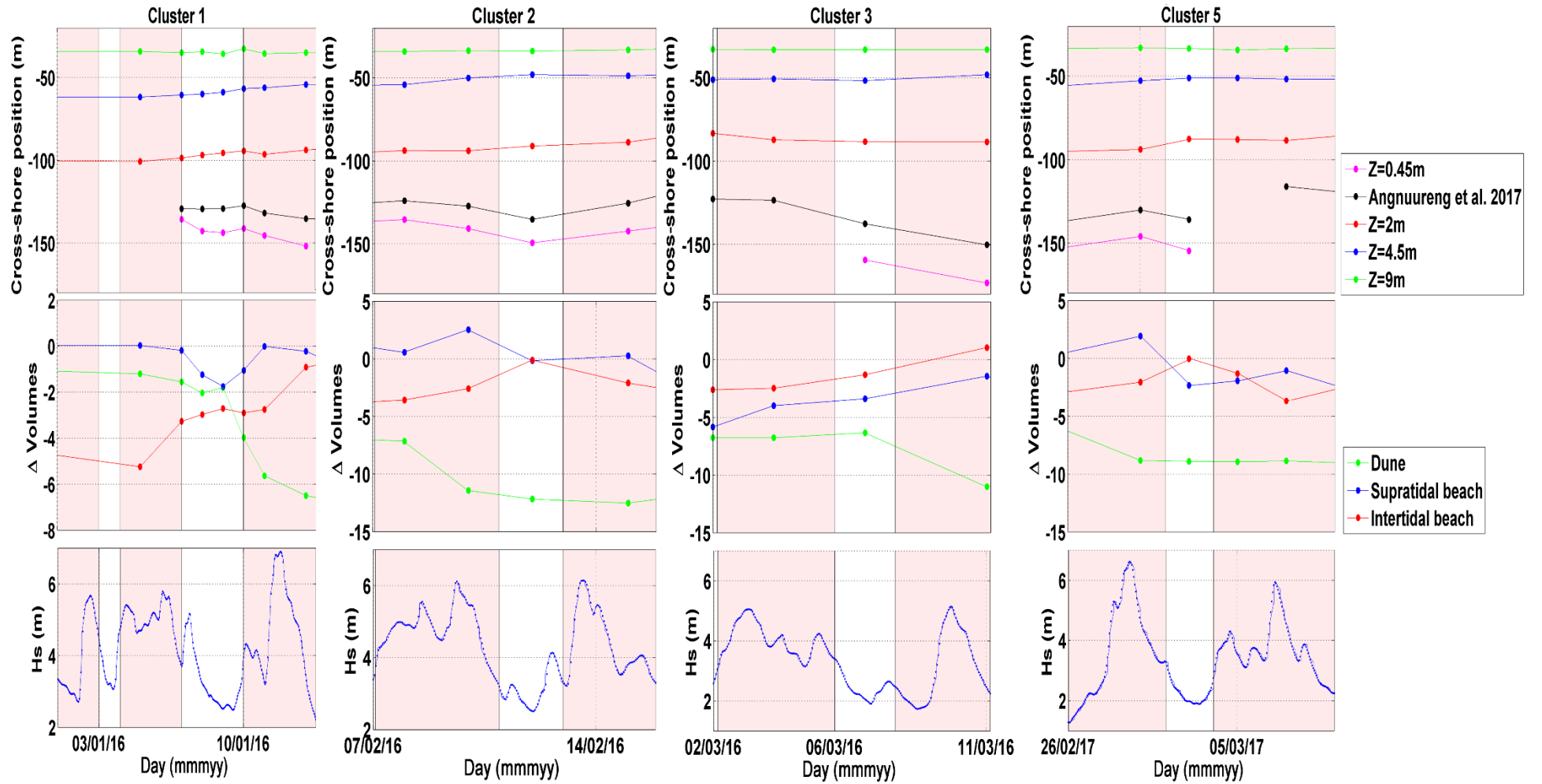


Figure 3.2.2.5 : Du haut vers le bas : positions cross-shore de différents isocontours (la dune entre 9 et 4,5 m, la plage supratidale entre 4,5 et 2 m, l'intertidale entre 2 et 0,45 m), variations du volume par section du système (la dune en vert, la supratidale en bleu et l'intertidale en rouge), et hauteurs significatives des vagues.

3.2.2.6 *Enchaînement des événements*

3.2.2.6.1 Réponse morphologique du système à chaque tempête composant chaque cluster

Chaque tempête d'un cluster a son propre impact sur la morphologie du système, cet impact dépend à la fois des caractéristiques de la tempête, mais également de la morphologie de la plage avant l'arrivée de l'événement. Lors d'un cluster, les événements s'enchaînent rapidement, et l'ordre d'enchaînement a son importance. La figure 3.2.2.6.1 présente les profils de plage, avant (bleu) et après (rouge) la première tempête de chaque cluster, puis à la fin de la seconde tempête du même cluster (vert). Selon cette figure, le cluster 1 est le résultat d'une érosion progressive du système, tempête après tempête. Le second est la conséquence d'une érosion de la plage supratidale par la première tempête, suivie d'une érosion de l'intertidale par la seconde. Le troisième cluster est principalement influencé par la seconde tempête qui a érodé la dune et engraisé le bas de plage. Le cluster 5 résulte de l'action des deux tempêtes : la première a principalement érodé la plage supratidale, la seconde l'intertidale.

La figure 3.2.2.6.2 est composée des cartes de différences topographiques pour chaque tempête, de chaque cluster. Elle permet une visualisation de la variabilité longshore de la réponse de la plage lors de successions de tempêtes. Le cluster 1 est composé de 3 tempêtes, mais la première tempête n'a pas été enregistrée dans ma base de données. On remarque que la première tempête du cluster 1 a érodé préférentiellement la partie intertidale de la plage, alors que la seconde a attaqué la dune et la plage supratidale, expliquant la morphologie post-cluster comme étant une érosion progressive du système. La morphologie de la plage après le second cluster est quasiment identique à sa morphologie après la première tempête ; la seconde n'a eu donc que peu joué dans la réponse de la plage à l'événement total. Le cluster 3 est, quant-à-lui, surtout influencé par la seconde tempête : pied de dune, non atteint durant la première tempête, est érodé lors de la seconde. Comme constaté à la lecture de la figure précédente, le cluster 5 montre une érosion de la partie supérieure de la plage et un dépôt sédimentaire en bas du système. Ce dépôt est ensuite érodé par la seconde tempête qui vient linéariser la morphologie de la plage.

Ces observations sont en accord avec le modèle conceptuel de Vousdoukas et al. (2012, cf Chapitre I), qui expliquait que, pour que la seconde tempête d'un cluster ait une influence significative sur le système, un changement des conditions hydrodynamiques (houle ou niveau d'eau) devait s'opérer.

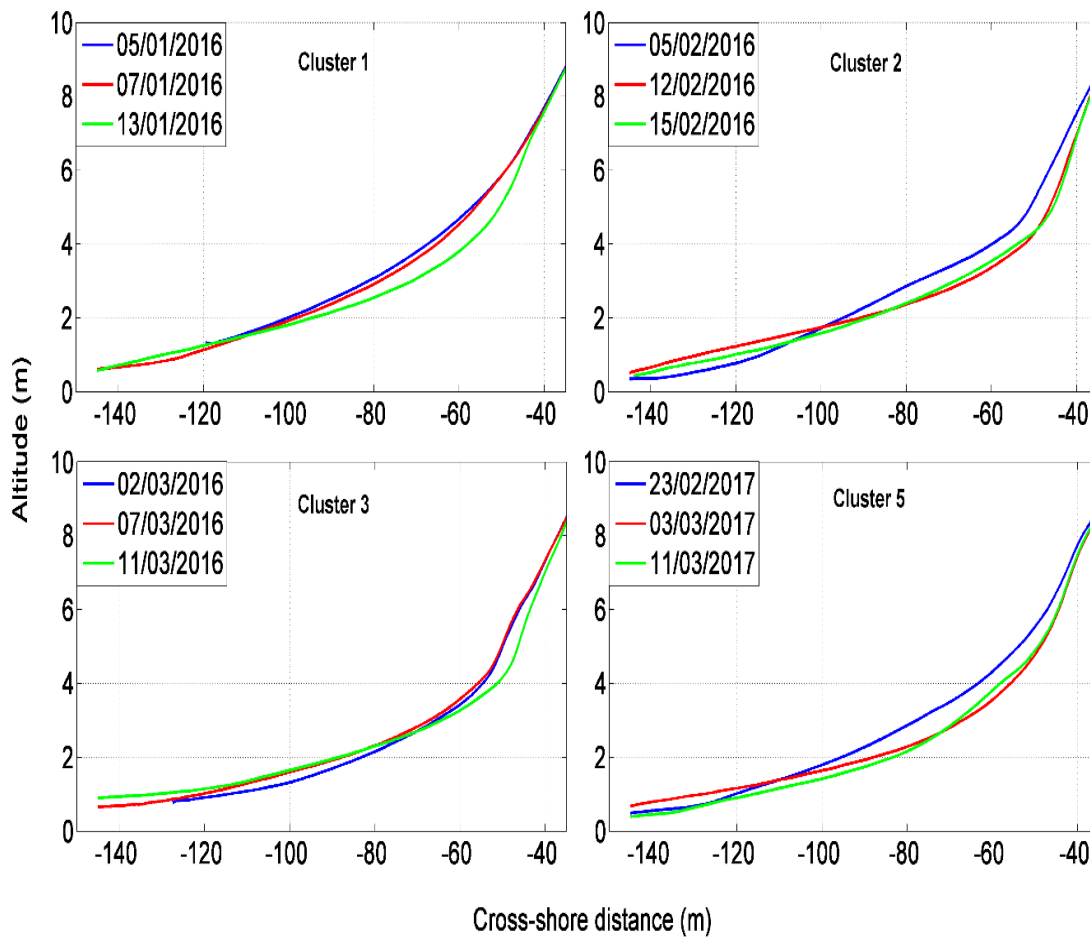


Figure 3.2.2.6.1 : Profils cross-shore moyennés de la plage de Biscarrosse, avant (bleu) la première tempête, entre les deux tempêtes (rouge) et après la seconde tempête des clusters.

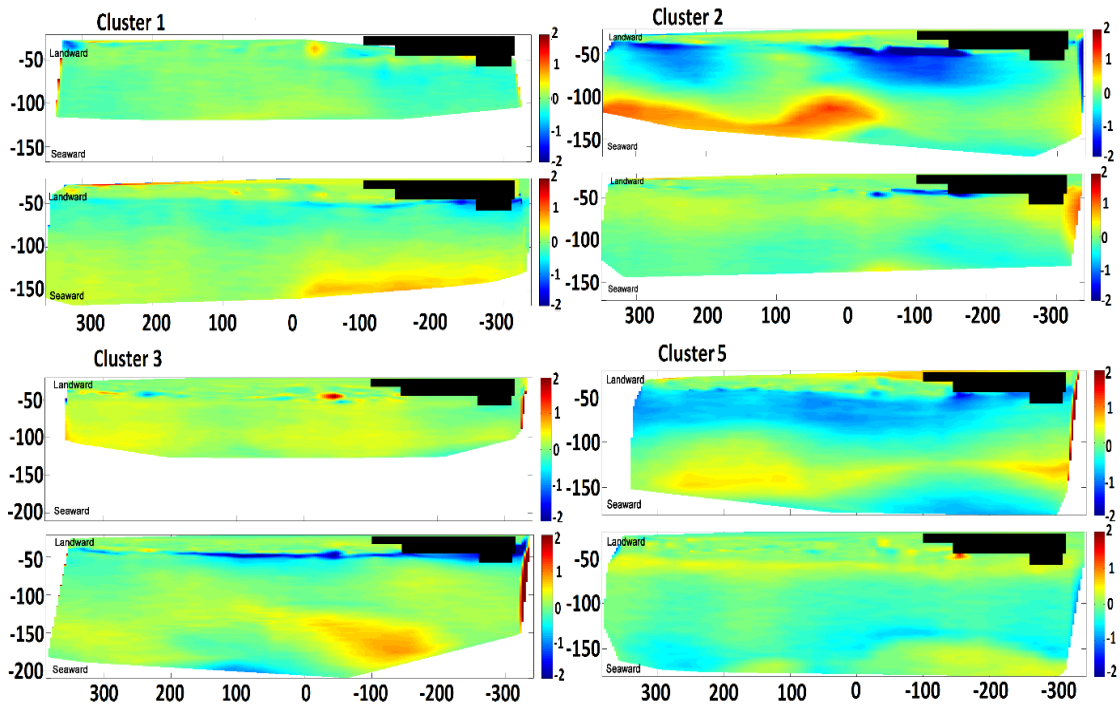


Figure 3.2.2.6.2 : Cartes de différences morphologiques pour chaque tempête, de chaque cluster.

3.2.2.6.2 Rôle de la marée

La plage de Biscarrosse est à la fois dominée par les vagues et par la marée. Celle-ci peut être prise en compte par le « normalized wave power » (P_n) : le flux d'énergie des vagues est normalisé par le marnage journalier, en fonction du marnage moyen de vives-eaux. De fortes valeurs de P_n (fig. 3.2.2.6.3) correspondent à des conditions de tempêtes corrélées à un marnage de vives-eaux. Lors des clusters, le paramètre P_n dépasse régulièrement de seuil de $2.10^4 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ (sauf pour le cluster 4). Les tempêtes, appartenant à des clusters, et présentant des pics du paramètre P_n , correspondent aux tempêtes qui atteignent et érodent la dune. Le 1^{er} cluster est marqué par une érosion progressive du système : durant la première tempête enregistrée, la plage intertidale est érodée, le paramètre P_n est à $2,5.10^4 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$. Lors de seconde tempête, la dune et la plage supratidale sont atteintes et érodées, P_n atteint $4,4.10^4 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$, représentant des vagues de 7 m en période de vives-eaux. Ces résultats sont cohérents avec le modèle de Vousdoukas et al. (2012) : une augmentation du P_n lors de la seconde tempête, et donc des conditions hydrodynamiques, induit une érosion de la partie supérieure du système plage/dune.

Le cluster 2 est principalement influencé par la réponse du système à la première tempête : une érosion de la plage supratidale et de la dune, en réponse à des vagues de 6 m (en $H_{s \text{ max}}$) et un haut niveau d'eau ($P_n > 4.10^4 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$). La seconde tempête, malgré des vagues de même hauteur maximale

que précédemment, n'a que très faiblement érodé la plage intertidale, du fait d'un niveau d'eau, lié à la marée, plus bas (P_n à $1.10^4 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$). Ainsi, la morphologie du système, à la fin du cluster 2, est similaire à la morphologie enregistrée après le passage de la première tempête de ce cluster.

La morphologie post-cluster 3 est, quant-à-elle, majoritairement influencée par la deuxième tempête du cluster : malgré des vagues semblables lors des deux tempêtes, seule la seconde a engendré une érosion du pied de dune et un engraissement du bas de plage ; le P_n lors de la seconde tempête est 3 fois plus important que lors de la première.

Enfin, le cluster 5 est caractérisé par une érosion du haut du système durant la première tempête du cluster associée à un dépôt en zone supratidale ; ce dépôt en bas de système est ensuite érodé durant la seconde tempête. Là encore, les observations sont en accord avec les valeurs du paramètre P_n : lors de la première tempête, le P_n dépasse largement le seuil de $2.10^4 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$, la dune et la plage supratidale sont érodées. Lors de la seconde tempête, le P_n est nettement en-dessous du seuil : seule la plage intertidale est atteinte.

La marée et la pression atmosphérique contrôlent le niveau d'eau : la marée joue donc un rôle important quant à la zone atteinte par les vagues et le jet de rive (ou « swash »), influençant ainsi l'érosion potentielle de la dune et de la plage supratidale (fig. 3.2.2.6.4).

Lors d'une succession de tempêtes, la morphologie post-cluster dépend de l'influence de chaque tempête le composant. Ainsi, l'ordre dans lequel les tempêtes s'enchaînent est important : le premier cluster est défini par une érosion progressive du système plage/dune, avec un pic d'érosion lors de la dernière tempête. De plus, la morphologie résultant de cette succession de tempêtes est majoritairement induite par la seconde tempête, la première ayant eu un rôle limité sur le système. Toutefois, on peut supposer que, si l'ordre des tempêtes avait été inversé, et que la tempête la plus érosive (augmentation du P_n) avait été la première et non la seconde, la morphologie finale du système aurait été différente et l'érosion résultante, non progressive.

Sur ce même principe, la morphologie de la plage après le cluster 5 aurait également été bien différente. En effet, la seconde tempête du cluster a seulement érodé la plage intertidale, précédemment engraisée par la 1^{ère} tempête. Or, si ce dépôt n'avait pas été réalisé au préalable, on peut supposer que cette tempête n'aurait eu qu'un faible impact sur le système. Ainsi, la plage n'aurait pas été érodée sur toute sa surface ; la morphologie finale n'aurait été influencée que par la seconde tempête : une érosion de la plage supratidale et du pied de dune, associée à un dépôt sédimentaire en zone intertidale.

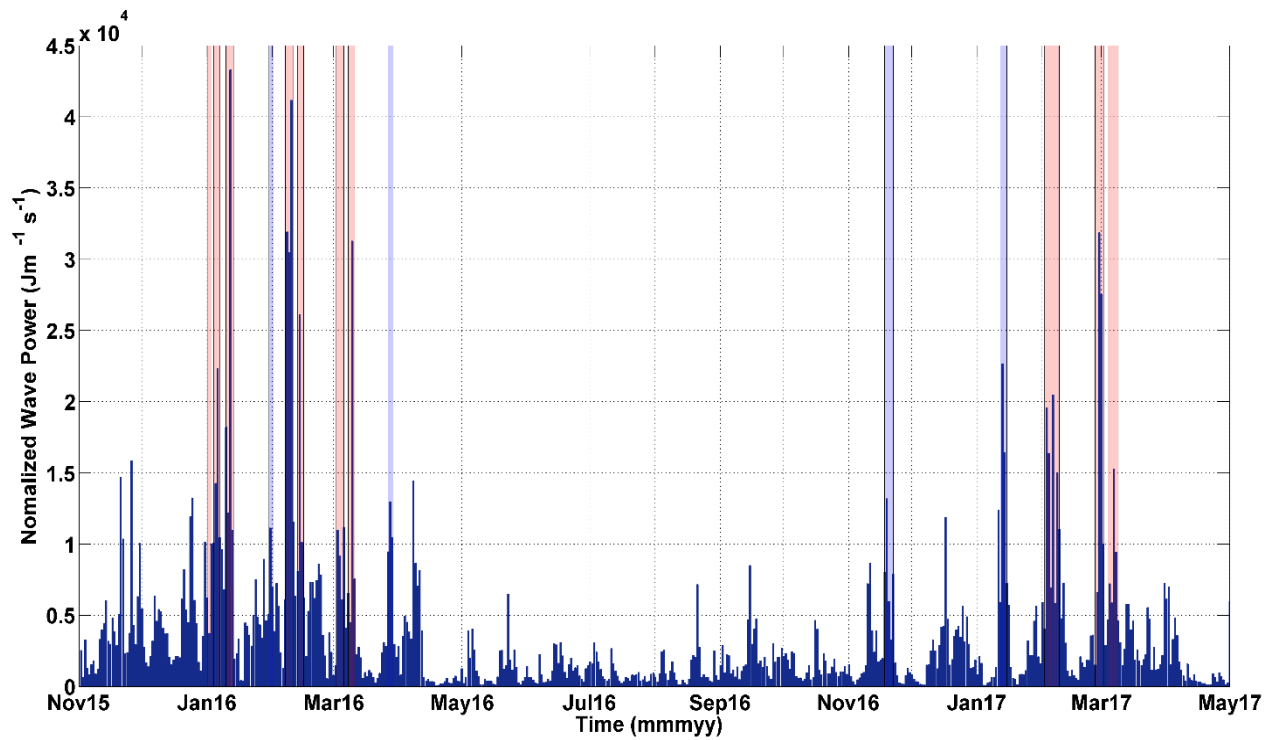


Figure 3.2.2.6.3 : Flux d'énergie des vagues normalisé par le marnage (P_n).

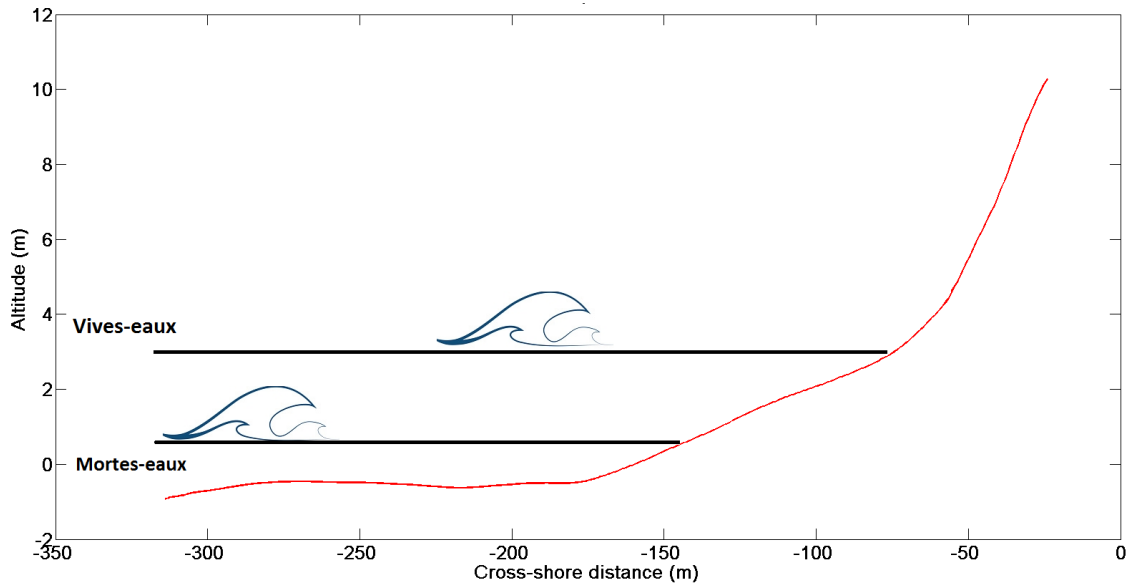


Figure 3.2.2.6.4 : Impact de la marée sur le profil de plage.

3.2.2.7 Bilan

Les clusters sont des successions de tempêtes dont chaque tempête a sa propre influence sur le système. Ainsi, l'ordre des tempêtes joue un rôle dans la réponse de la plage : si la première tempête influe fortement sur la réponse de la plage, la plage atteint son équilibre, la tempête suivante aura un effet moins significatif sur le système (cas des clusters 2 et 5). Inversement, si la première tempête n'impacte que peu le système, la suivante peut avoir des effets bien plus érosifs (cas des clusters 1 et 3). De plus, la période de calme relatif entre deux tempêtes est, elle aussi un paramètre à prendre en compte dans l'étude des clusters : la morphologie post-cluster ne peut être considérée comme étant seulement le résultat des impacts de chaque tempête composant le cluster. Enfin, les conditions hydrodynamiques (vagues et marée) sont les deux paramètres principaux influençant la réponse morphologique de la plage aux clusters (e.g. Vousdouskas et al., 2012).

3.3 Bilan : tempêtes isolées vs. clusters

En 2014, Karunarathna et al. ont démontré qu'un cluster composé de plusieurs tempêtes modérées pouvait avoir un potentiel érosif supérieur à celui de tempêtes isolées extrêmes. Or, en Région Nouvelle-Aquitaine, la forte saisonnalité du régime de houle offre une probabilité plus importante d'enregistrer des clusters formés de tempêtes moyennes ($H_s < 5$ m), plutôt que des événements extrêmes ($H_s > 7$ m).

3.3.1 Impacts des événements

La figure 3.3.1 suivante présente des variations de volumes (ΔV), mais cette fois, entre deux levés successifs pour l'ensemble de la plage, ne prenant alors en compte que l'évolution du système d'un levé à l'autre. Les points rouges correspondant à une évolution positive, c'est-à-dire un gain de sédiment ; les points bleus montrent une érosion du système. Les clusters 1, 3, 4 et 5 sont marqués par de grandes variations de ΔV intra-cluster : des phases d'érosion et d'accrétion se succèdent. Dans le cas des tempêtes isolées (en bleu), une seule tendance est suivie durant l'événement, qu'elle soit érosive (tempêtes 3 et 4) ou neutre à reconstructive (tempête 1 et 2). Toutefois, durant le cluster 2, les tempêtes successives n'impactent la plage, que, de façon érosive, aucune reconstruction post-tempête n'est donc enregistrée.

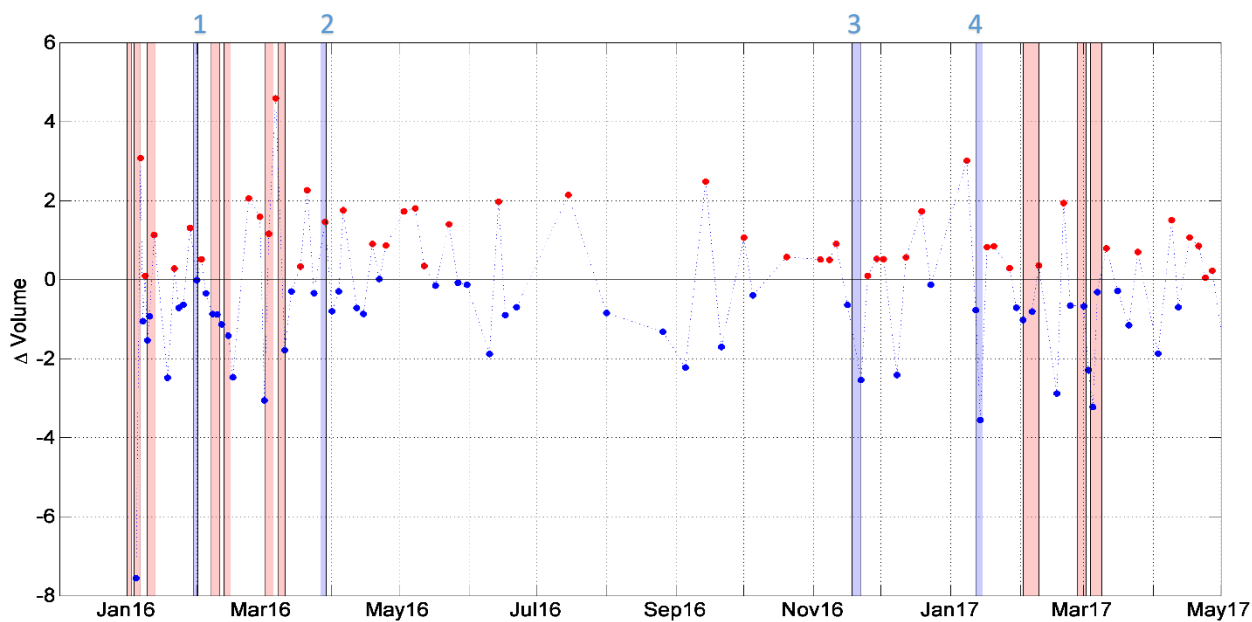


Figure 3.3.1 : Variations de volumes (ΔV) calculées sur l'ensemble de la plage, d'un levé à l'autre ; patchs rouges : clusters ; patchs bleus : tempêtes isolées.

3.3.2 Variations des volumes, par sections de plage et par événement : transferts sédimentaires associés

Les variations du volume de la plage, calculées pour la plage dans son ensemble, donnent les tendances générales de l'évolution du système. Toutefois, elles ne prennent pas en compte les variations de différentes sections et les potentiels échanges sédimentaires entre ces sections. Les variations de volume (en jaune), calculées pour tout le système et pour chaque événement, sont comparées aux variations de volumes de la dune (en rouge), la plage supratidale (en bleu) et l'intertidale (en noir) dans la figure 3.3.2. Cette figure illustre que le volume total occulte complètement les échanges sédimentaires cross-shore, et ne permet pas une représentation réaliste de la morphodynamique du système. Par exemple, le volume total calculé pour la tempête isolée 2 est très proche de zéro, supposant un faible impact de la tempête sur la plage. Pourtant, la plage supratidale est significativement engraisée ($+6 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$) et l'intertidale érodée ($-6 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$), suggérant des échanges sédimentaires cross-shore entre ces deux sections, et une compensation des volumes lors du calcul du volume total.

Toutefois, le proxy du volume total indique que 80% des clusters sont des événements érosion (clusters 1, 2, 4 and 5), contre 50% de tempêtes isolées (isolées 3 et 4). De plus, 100% des clusters sont décrits par une érosion de la dune ou de la plage supratidale, les clusters 1,2 et 5 combinant même une érosion de la dune et de la zone supratidale. Dans 80% des cas observés, les clusters en érodant les parties

supérieures du système, libèrent du sédiment disponible pour un engraissement de la plage intertidale (clusters 1,2, 3 and 5).

A l'inverse, 100% des tempêtes isolées montrent une érosion de la plage intertidale, associée, dans 75% des observations (3 cas sur 4), à une dune relativement stable. De plus, 50% des tempêtes individuelles étudiées ont induit un engraissement de la plage supratidale (tempêtes 1 et 2), avec un volume engraisé du même ordre de grandeur que le volume de plage intertidale érodée. Dans ces cas, les tempêtes agissent comme des périodes de ré-engraissement (cf chapitres IV et V). La tempête isolée 3 est caractérisée par une érosion de toutes les sections, ce comportement peut être lié au fait que cette tempête est la première de l'hiver 2016/2017 : la plage, encore sous configuration estivale, dispose d'une grande quantité de sédiment facilement érodable par les premières conditions suffisamment énergétiques (tempête). Toutefois, comme pour les autres tempêtes individuelles, la plage intertidale est la section la plus significativement érodée. La tempête 4, quant-à-elle, est le seul événement isolé érodant efficacement la dune.

Ainsi, nos observations indiquent une dominance des échanges cross-shore durant les clusters, comme les tempêtes isolées, avec toutefois, une direction opposée des transferts sédimentaires. Les clusters induisent des transferts de la partie supérieure de la plage vers l'inférieure, alors que l'inverse est mesuré pour les événements individuels.

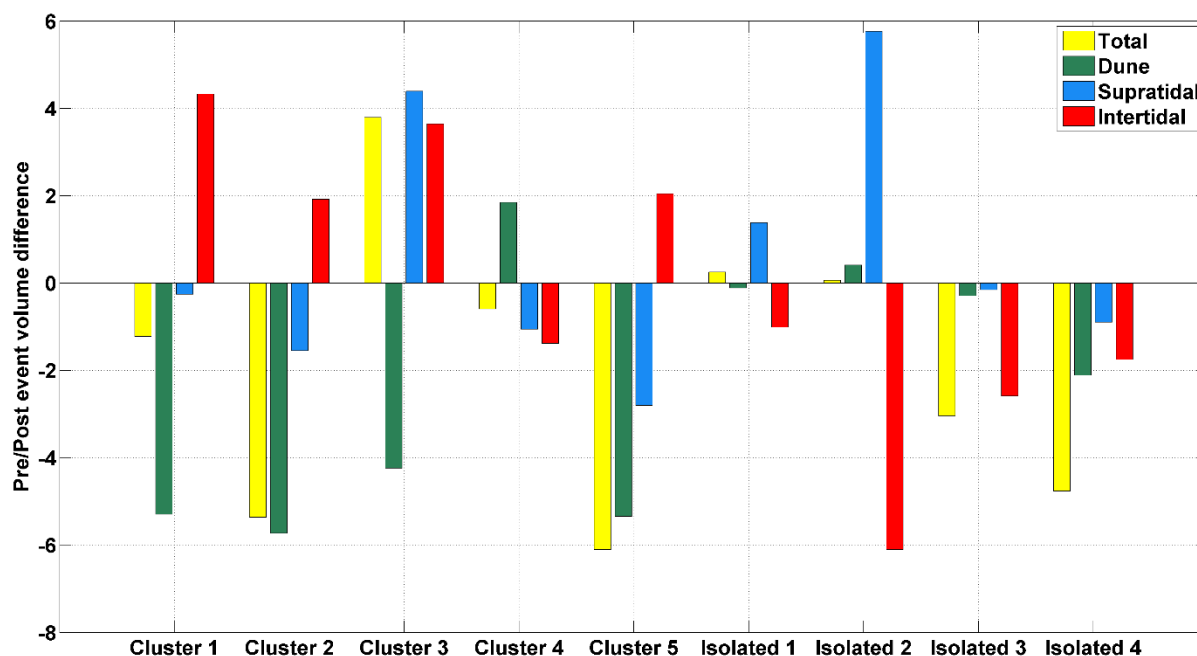


Figure 3.3.2 : Variations du volume, en $m^3.m^{-1}$, pour chaque section de plage, et chaque événement (cluster ou tempête isolée).

Le premier graphique de la figure 3.3.3 montre les flux d'énergie des vagues (total en bleu, et longshore en rouge) durant la période d'étude. Le deuxième graphique représente le rapport du flux cross-shore (C_x) sur le flux longshore (P_y). Les valeurs positives du ratio C_x/P_y (en bleu) correspondent à un flux cross-shore dominant, supposant un transport sédimentaire associé principalement selon l'axe perpendiculaire à la plage. Au contraire, des valeurs négatives de ce ratio (en rouge) indiquent un flux longshore dominant, et donc, un transport sédimentaire dans l'axe parallèle à la plage. Le flux d'énergie des vagues, dépendant de la hauteur significative de celles-ci, présente des pics durant les périodes de tempêtes.

Durant les tempêtes isolées, le flux longshore est faible, excepté pour la dernière tempête (la 4^{ème}). Toutefois, le ratio C_x/P_y montre des valeurs proches de zéro pour cet événement : les flux longshore (même si non négligeables) sont du même ordre de grandeur que les flux cross-shore, avec une légère dominance néanmoins du cross-shore. Durant les périodes de clusters, les flux longshore restent non négligeables, toutefois, les flux cross-shore sont légèrement dominants par rapport aux longshore. Cependant, le cluster 4 est marqué par une dominance des flux longshore durant toute la durée de l'événement.

Les tempêtes isolées sont donc dominées par les flux cross-shore et donc, le transport sédimentaire cross-shore ; les clusters sont également dominés par des flux et du transport cross-shore, néanmoins, le transport longshore reste non négligeable.

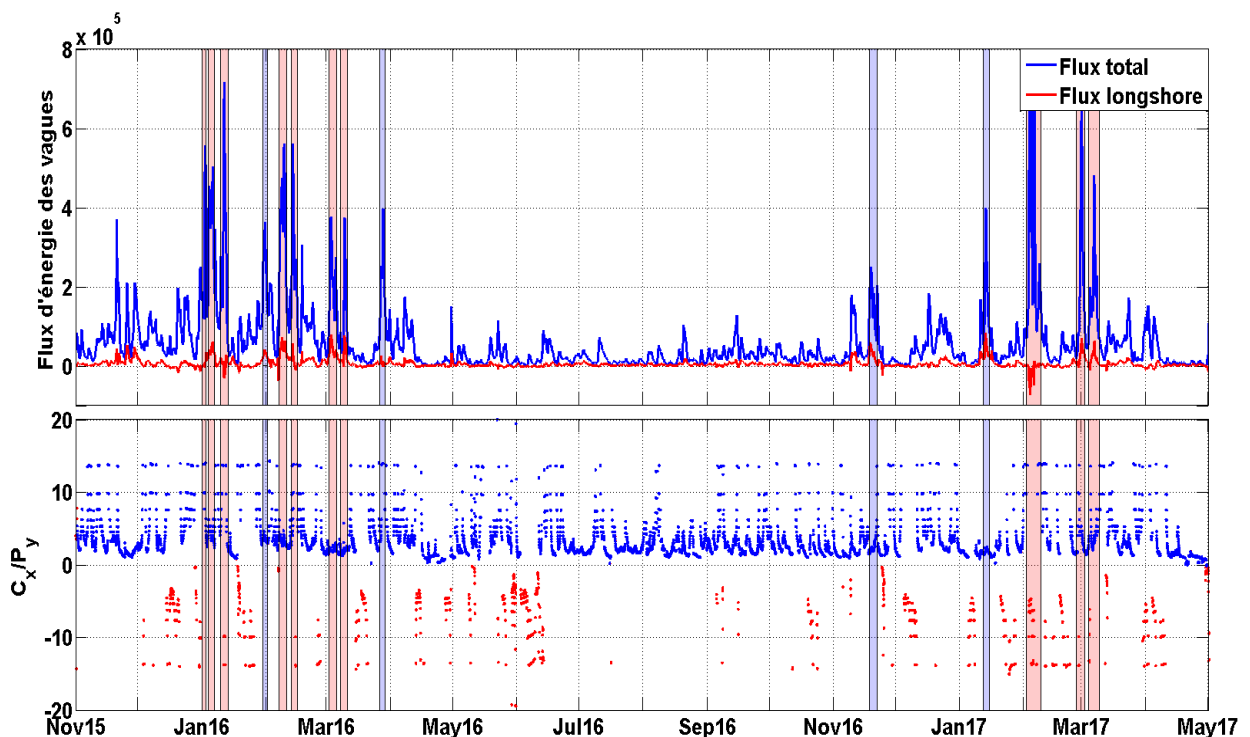


Figure 3.3.3: Haut : Flux d'énergie de vagues total (bleu) et sa composante longshore (rouge), Bas : Rapport entre les flux cross-shore et longshore de l'énergie des vagues.

3.4 Conclusions

L'étude morphologique du système plage/dune de Biscarrosse, via différents proxys (volumes, cartes différentielles, profils et isocontours) a pu mettre en évidence l'existence d'une zonation dans la réponse du système en fonction du type d'évènement. Les clusters ont généralement tendance à induire une érosion de la zone supratidale de la plage, associée à un recul du pied de dune, au profit de la zone intertidale qui s'engraisse. Le contraire est principalement observable en période de tempêtes isolées, excepté lorsque la tempête est en début de saison hivernale. La marée contrôle principalement la zone qui est érodée, puisqu'elle influe directement le niveau d'eau. La durée prolongée des clusters (comparée aux événements isolés) permet une probabilité plus importante de corrélérer une période de tempête et des marées de vives-eaux. Ainsi, les clusters induisent une érosion de la dune, alors que les tempêtes individuelles non ; toutefois, la tempête isolée de janvier 2017, corrélée à une période de forts coefficients de marée, a engendrée une érosion de la dune. Cette différence entre tempêtes et clusters est donc essentiellement basée sur une question de probabilités. Toutefois, aucun événement extrême n'a été enregistré durant notre période d'étude, ne permettant pas de comparer les effets d'un cluster par rapport à un événement extrême isolé.

De plus, la méthodologie d'acquisition haute fréquence des données donne à la fois accès aux tempêtes composant chaque cluster, mais aussi aux événements inter-cluster. Il en ressort que l'évolution (érosion) résultant d'un cluster est à la fois liée aux effets de chacune des tempêtes composant le cluster, mais également aux évolutions inter-tempêtes (érosion, accrétion, stabilisation). Ainsi, pour comprendre l'évolution morphodynamique d'un système sableux il ne suffit pas de tenir compte de chaque événement énergétique, mais aussi du séquençage de ceux-ci et des périodes énergétiquement plus calmes, entre les tempêtes. Par conséquent, la réponse du système à un événement de type "cluster" ne peut être considérée comme la somme des érosions induites par chaque tempête qui constitue le cluster. Ceci a été démontré par Coco et al. (2013) la réponse morphologique du système plage/dune à un cluster, ne résulte pas d'un effet cumulé.

Chapitre IV

Saisons hivernales

Table des matières

Chapitre IV.....	110
4.1 Résumé de l'article	112
4.2 Article: Seasonal morphological response of an open sandy beach to winter wave conditions: the example of Biscarrosse beach-France (<i>en revision</i> ,.....	115
<i>Geomorphology</i>).....	115
4.2.1 Introduction	116
4.2.2 Methods and data.....	118
4.2.2.1 Study site.....	118
4.2.2.2 Topographic Surveys.....	119
4.2.2.3 Hydrodynamic data	120
4.2.3 Results	122
4.2.3.1 Winter Conditions.....	122
4.2.3.1.1 General overview	122
4.2.3.1.2 Storm activity	124
4.2.3.2 Morphological evolution	124
4.2.3.2.1 General overview	124
4.2.3.3 Multi-proxies beach response	128
4.2.3.3.1 Isocontour dynamics	128
4.2.3.3.2 Volume variations	129
4.2.3.3.3 Volume variations versus isocontours positions.....	130
4.2.4 Discussion.....	132
4.2.4.1 Energy sequence	132
4.2.4.2 Short-term storm response	135
4.2.4.3 Recovery periods	136
4.2.4.4 Sediment transfer processes	137
4.2.5 Conclusion	139
4.3 Dynamique de la barre interne	141

Le modèle de dynamique de ces environnements, proposé par Wright & Short en 1984, et repris par Masselink & Pattiaratchi (2001), se base sur l'adaptation morphologique des plages aux conditions hydrodynamiques, principalement les vagues. Ainsi, les plages sableuses dominées par les vagues des latitudes tempérées suivent une dynamique saisonnière, marquée par de l'érosion en hiver, et un ré-engraissement en été (e.g. Larson & Kraus, 1989 ; Yates et al., 2009 ; Splinter et al., 2013). Néanmoins, cette dynamique est dépendante de la réponse morphologique des plages à plus courtes échelles de temps. Celles-ci ne dépendent pas que du forçage météo-marin, mais également de paramètres physiques, comme la configuration de la plage avant la saison, rendant la réponse du système fortement non-linéaire à l'égard des conditions hydrodynamiques (Castelle et al., 2007 ; Masselink & van Heteren, 2014 ; Masselink et al., 2016). Les études des impacts érosifs sur les plages, dus aux conditions fortement énergétiques hivernales (événements de tempêtes), sont généralement analysées via deux approches : une approche dite « long terme » (van Rijn, 2009 ; Corbella & Stretch, 2011 ; Pender and Karunarathna, 2013 ; Scott et al., 2016) et une approche « court terme » (e.g. Coco et al., 2014 ; Ludka et al., 2015 ; Harley et al., 2017).

La problématique principale de ce chapitre est de mieux appréhender la réponse saisonnière au regard des courtes échelles de temps, en étendant l'apport des clusters à la dynamique saisonnière ; la haute fréquence de notre jeu de données donne accès à l'impact des courtes échelles de temps sur la réponse saisonnière. La période étudiée couvre 18 mois (du 24 novembre 2015 au 17 avril 2017), soit deux hivers successifs, caractérisés par des conditions hydrodynamiques contrastées. Les nombreux levés DGPS constituant la base de données offrent la possibilité d'extraire et de comparer différents proxys, afin de suivre la morphodynamique des différentes sections du système (la dune, la plage supra- et intertidale), sur une échelle de temps relativement longue. Les volumes sédimentaires sont également calculés, et les processus mis en jeu analysés. Les résultats sont présentés et discutés dans l'article suivant, soumis dans la revue *Geomorphology* (*version corrigée resoumise le 4 septembre 2018*).

4.1 Résumé de l'article

Réalisés sur 700 m de linéaire côtier au niveau de la plage de Biscarrosse, 18 mois de levés DGPS haute fréquence ont été analysés pour évaluer l'impact de la dynamique du système, à courtes échelles de temps, sur la réponse saisonnière. Les saisons hivernales étant caractérisées par de fortes conditions énergétiques (comparé aux saisons estivales) impactant rapidement les systèmes sableux, un focus a été donc fait sur deux hivers successifs (2015/2016 et 2016/2017). Les données de houle montrent que ces deux hivers ont été très différents d'un point de vue hydrodynamique : l'hiver 2015/2016 a

été 1,7 fois plus énergétique que le suivant. Malgré ces conditions hydrodynamiques contrastées et une morphologie pré-hivernale similaire, la différence en terme de volume, calculée entre les levés pre- et post-saison, est la même pour les deux hivers : dans les deux cas, le taux d'érosion saisonnier est du même ordre. De plus, différents isocontours ont été extraits pour identifier la dynamique de la dune, de la plage supratidale et de l'intertidale. Le premier hiver est dominé par des échanges sédimentaires essentiellement cross-shore entre les différents compartiments de la plage, alors que le second semble gouverné par des échanges sédimentaires plus complexes. Néanmoins, les amplitudes de variations cross-shore de la position des isocontours de la dune et de la plage supratidale sont identiques durant les deux saisons. Ces résultats surprenants posent des questions quant à la limitation des prévisions des morphologies saisonnières, du point de vue de la gestion des littoraux (e.g. Baart et al., 2015 ; Reeves et al., 2016). En effet, les modèles de prévision de l'évolution morphologique des systèmes sableux post-saison hivernale, se basent généralement sur le principe d'équilibre, c'est-à-dire sur la morphologie d'avant saison et les conditions énergétiques durant cette saison (e.g. Yates et al., 2009 ; Splinter et al., 2014 ; Davidson et al., 2017).

La comparaison des flux d'énergie, cumulés, entre les deux hivers apporte une information importante sur la répartition de l'énergie au cours de la saison. En 2015/2016, les flux présentent des pics significatifs durant les périodes de tempêtes (50% du flux total), mais également des conditions énergétiques modérées pendant les périodes inter-tempêtes. En revanche, en 2016/2017, les périodes inter-tempêtes sont particulièrement calmes, et les pics de tempêtes représentent 73% du flux total. Or, le ré-engraissement post-tempête nécessite des conditions énergétiques suffisantes pour être initié (e.g. Scott et al., 2016 ; Phillips et al., 2017). Ainsi, les conditions entre les périodes de tempêtes semblent donc également être à prendre en compte (Brooks et al., 2017) : l'hiver 2015/2016 est certes marqué par de fortes érosions durant les tempêtes, mais ces volumes érodés sont partiellement compensés par la reconstruction post-tempête. Au contraire, l'hiver 2016/2017 montre une érosion progressive du système : peu d'érosion massive en lien avec des tempêtes, et peu ou pas de reconstruction post-événement. Par conséquent, le taux d'érosion total sur la saison est le même pendant les deux hivers étudiés, mais celui-ci varie au cours de chaque saison.

La marée joue également un rôle prépondérant dans la dynamique des plages méso à macrotidales (e.g. Voudoukas et al., 2012 ; Masselink et al., 2014). Le flux d'énergie normalisé par la marée (P_n), proposé par Morris et al. (2001), permet de prendre en compte l'impact de la marée sur l'érosion du système plage/dune. De grandes valeurs de P_n , souvent liées à des marées de vives-eaux et des vagues relativement hautes, permettant une érosion des niveaux supérieurs de la plage (supratidale supérieure et pied de dune), et un dépôt potentiel du sédiment érodé au niveau de la plage intertidale.

De plus, la reconstruction post-tempête ne semble être initiée que pour un certain seuil de P_n ; durant le second hiver, là encore, les conditions ne sont pas remplies pour permettre un ré-engraissement post-événement.

Enfin, tous les événements énergétiques définis comme des tempêtes ne sont pas synonymes d'une érosion du système (e.g. Coco et al., 2014) : certaines tempêtes ont un effet nul sur la morphologie du système, voire même reconstructif. Le séquençage des événements, c'est-à-dire la façon dont les événements érosifs et reconstructifs se succèdent, impacte la réponse saisonnière du système.

Ainsi, la réponse hivernale ne semble pas dépendre uniquement des conditions énergétiques et du profil pre-hivernal de la plage : les courtes échelles de temps jouent donc également un rôle clé dans cette réponse morphologique saisonnière. Ainsi, de nombreux paramètres doivent être pris en compte : les conditions hydrodynamiques (les caractéristiques des vagues et de la marée via H_s , les flux d'énergie et P_n), les séquençages des événements érosifs et reconstructifs, le ré-engraissement post-événement lié aux conditions hydrodynamiques, ainsi que les transports sédimentaires cross-shore et longshore.

4.2 Article: Seasonal morphological response of an open sandy beach to winter wave conditions: the example of Biscarrosse beach-France (*en revision, Geomorphology*).

Mélanie BIAUSQUE ^{a*}, Nadia SENECHAL ^b

a. Université de Bordeaux, OASU, UMR CNRS 5805 EPOC – OASU,
Allée Geoffroy Saint-Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac cedex, France.

*Corresponding author: melanie.biausque@u-bordeaux.fr

b. Université de Bordeaux, OASU, UMR CNRS 5805 EPOC – OASU,
Allée Geoffroy Saint-Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac cedex, France.

nadia.senechal@u-bordeaux.fr

Abstract

18 months of at least bi-weekly topographic surveys have been conducted on a 700m stretch of the meso- to macro-tidal Biscarrosse beach, France. Here we focus on the impact of the short-term dynamic of the beach (a few days) in the seasonal winter response of the beach. The beach was surveyed intensively during two winter seasons and the results indicate that despite similar pre-winter morphology but very contrasting energy levels (the first winter season being 1.7 times more energetic than the second winter season), the sediment budgets over the two winter periods were very similar as well as the cross-shore dynamics of the extracted proxies associated with the dune foot and the berm. The data collected suggests that this may be explained by the sequence of erosion/recovery events driven by the hydrodynamic conditions, as the water level and energetic conditions, and the sediment transport directions. Thus, during the first winter, post-storm recovery was efficient driven by energetic conditions while during the second winter, inter-storm conditions did not allow to initiate recovery in between the storms. Apart from the control of wave conditions, the seasonal beach response is also discussed within the framework a storm chronology and the meso to macrotidal range.

Keywords: Sandy beach morphology, Sediment budget, Shoreline proxies, Short-term dynamics

4.2.1 Introduction

Approximately 31% of the world coastline is represented by sandy coast and 24% of the sandy shoreline extracted from satellite images is classed as eroding (Luijendijk et al., 2018). Scientifically complex and economically attractive, sandy shores evolve at different timescales from hours (tide or event scales) to decades (Stive et al., 2002). They are also commonly known as the last natural buffer against flooding (e.g. Anthony, 2013). In the context of a changing climate, the elevation of water levels associated with changing hydrodynamic conditions, both through sea-level rise and an increase in extreme storms, threaten sandy shores and coastal infrastructure (e.g. Marshall et al., 2001; Feagin et al., 2005; Stive et al., 2013). Forecasting their evolution has thus been a challenging task for many decades.

In 1984, Wright & Short proposed a classification of the morphology of sandy beaches based on the concept of morphodynamic adjustment between the beach and the environmental forcing (predominantly waves). In this classification the beach can evolve from a dissipative state, associated with energetic waves and characterized by a relatively uniform morphology and the absence of a berm, to a reflective state associated with low energetic conditions and characterized by the presence of a berm. In between, four intermediate states are described and distinguished by the alongshore variability. This classification also relies the cross-shore sediment transfers between the lower and the upper beach: energetic periods being associated with offshore sediment transport (erosion) and calm conditions with onshore sediment transport (accretion). This concept has been further extended in Masselink & Pattiaratchi (2001), who resumed the “cycle of beach” (previously exposed by Wright & Short, 1984) as depending on the wave energy level: energetic wave conditions induce beach erosion and a sandbar formation, while an accretion of the beach and a berm development are observable under calmer conditions. In temperate environments where wave climate typically shows distinct seasonality, two types of cycles can be defined: a seasonal cycle based on the winter/summer morphological changes, and an event cycle that follows the storm/post-storm evolutions of the systems. In these environments it is thus acknowledged that beaches will essentially undergo erosion during the winter season and then recover during the summer period (e.g. Larson & Kraus, 1989; Yates et al., 2009; Splinter et al., 2013). However, wave dominated sandy beaches are submitted to multiple physical processes and the morphological response to the forcing is non-linear (Castelle et al., 2007; Masselink & van Heteren, 2014; Masselink et al., 2016). There remains a need to better understand these dynamics, specifically how short-term event-scale dynamics can modify the medium-term seasonal response. Over the past years much attention has been paid to the impact of storms in terms of erosion with the development of models as Xbeach, which showed reasonable skill to simulate

short-term seasonal erosion (Dissanayake et al., 2015; Davidson et al., 2017). Nevertheless, there remains a knowledge gap in the data-driven understanding of the beach evolution between consecutive storm events and during the seasonal recovery of the system (e.g. Scott et al., 2016; Harley et al., 2017; Splinter et al., 2018).

In the field, two approaches have been generally adopted to better study beach morphodynamics: a long-term approach to access seasonal, annual to decadal beach evolution and recovery from dramatic events (van Rijn, 2009; Corbella & Stretch, 2011; Pender and Karunaratna, 2013; Scott et al., 2016) and a short-term approach focusing on the event temporal scale (e.g. Coco et al., 2014; Ludka et al., 2015; Harley et al., 2017). Long-term approaches rely generally on long-term data set but with a poor temporal resolution while short-term approaches often only cover a few weeks but with a high temporal resolution. Video imagery can bridge the gap (e.g. Lippmann & Holman, 1989; Aarninkhof et al., 2003; Smith & Bryan, 2007; Senechal et al., 2015; Biauxque et al., 2016; Angnuureng et al., 2017), but the uncertainties associated with the extracted proxies make it challenging to use them under specific conditions.

Another bias often impacting long-term data sets, is that generally only one proxy is measured which may influence the interpretations of the results (e.g. Boak & Turner, 2005). Thus, long-term beach morphodynamic studies are often based on a single proxy that is qualified as representative of the shoreline: for example, the dune foot (e.g. Battiau-Queney et al., 2003), the limit of the wet and dry sand (e.g. van de Lageweg et al., 2013) or a single isocontours (e.g. Senechal et al., 2009; Angnuureng et al., 2017).

The aim of this work is to improve our understanding of the impact of short-term variability on the seasonal response of the beach by presenting a new and original data set. The originality of this work is to use an intensive morphological long-term data set (covering 16 months) collected at high frequency (at least 2/weeks during winter seasons) on an open sandy beach dominated by the wave energy. In particular two winter seasons with contrasting hydrodynamic conditions but similar morphological response were surveyed and the data set allowed investigating both dynamic at the seasonal scale (several months) and the recovery and erosion periods at events scale (a few days) within each winter season. The considerable number of surveys constituting this exceptional database also offers the possibility to extract and compare different proxies and to calculate sediment budget at both the seasonal and event scales. Thus, the sediment budget of different sections of the beach profile (dune, berm, lower intertidal beach) are investigated. In the next section, methods and data are presented. Then results allow investigating and discussing the impact of short scale response of the beach on the winter seasonal response of the beach.

4.2.2 Methods and data

4.2.2.1 Study site

Biscarrosse beach, one of the field sites of the French National Network for shoreline observations (SNO Dynalit) is located on the South French Atlantic coast (Fig. 4.2.2.1, A). This site is characterized by a double-barred meso to macrotidal open sandy beach, with tidal values about 3.2m on average that can reach 5m during spring tide (Castelle et al., 2007), backed by a relatively high dune (17-18m high, Almar et al., 2009). With an orientation about 10.5° from the North, Biscarrosse is dominated by the North Atlantic swell with mean annual significant wave height (H_s) of 1.4m and annual averaged mean periods (T_{mean}) of 6.5s (Butel et al., 2002). The wave climate on the Aquitanian coast is characterized by a strong seasonality; the annual and seasonal statistics were precisely described by Butel et al. in 2002. They summarized that during winter seasons (for November to March) the $H_{s(\text{winter})}$ is approximately 2m with $H_{s(\text{Storms})}$ that can exceed 10m while in summers H_s can be less than 0.5m.

The beach is composed of median grain size sand ($D_{50} = 350\mu\text{m}$) and generally exhibits a double sand bar system (Ba & Senechal, 2013; fig. 4.2.2.1, D). Following the classification proposed by Wright & Short (1984) Biscarrosse can be classified as an intermediate beach associated with an inner bar that exhibits Transverse Bar and Rip (TBR) and Low Tide Terrace (LTT) morphology (Peron & Senechal, 2011). However, all intermediate states can be observed. The outer bar morphology is typically crescentic associated with a wavelength of approximately 700m (Lafon et al., 2004; Castelle et al., 2007b). Short-term morphological changes (typically < 1 year) are essentially led by cross-shore exchanges but at multi-annual scale the North to South directed significant longshore drift (e.g. Abadie et al., 2006; Idier et al. 2013) may also influence the area (Dehouck et al., 2012). Using 6 years of daily video extracted shoreline proxies, Angnuureng et al. (2017) showed that the shoreline variability at Biscarrosse is mainly driven by seasonal variations (52%) and short term events (28%).

Biscarrosse cannot be considered as a fully natural system, as diverse management strategies are deployed along the beach-dune system. The back dune is covered by grass in order to be accessible and more attractive to tourists, the southern section is fixed by seawalls (100m long) and the northern dune is protected by sand fences (Fig. 4.2.2.1, C). However, except in the very southern end of the beach, the effect on the sediment budget can be considered as negligible (Biausque et al., 2017, Annexe II; Biausque et al., 2018, in press).

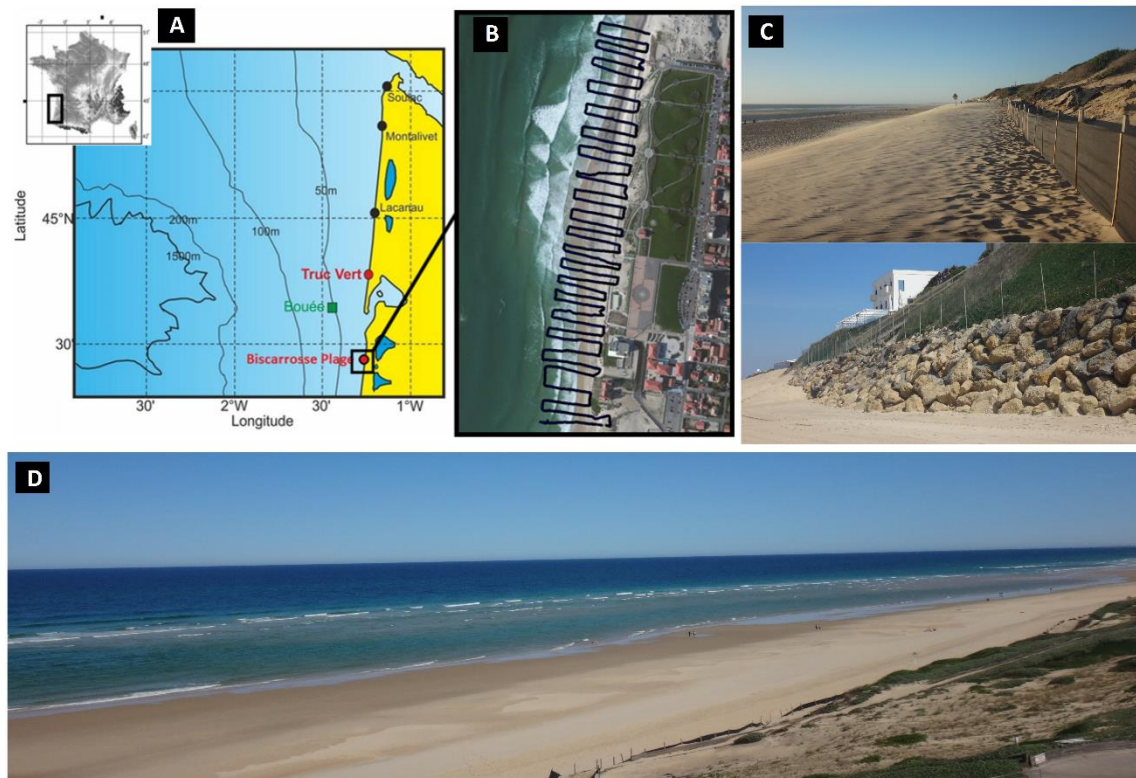


Figure 4.2.2.1 : (A) Biscarrosse Beach location on the South-West French Atlantic coast. Offshore conditions were extracted at location 'Bouee' indicated with the green mark. (B) Example of current topographic survey undertaken at Biscarrosse Beach with the location of the cross-shore profiles. (C) Sand fences deployed in the Northern part of the beach (up) and seawall deployed in the very Southern Part (down). (D) Overview of the northern end of the dune, the beach and the inner sandbar.

4.2.2.2 Topographic Surveys

From November 2015 to October 2017, more than one hundred and thirty DGPS walked surveys were recorded. Here we will focus only on the two winter periods (2015/2016 and 2016/2017) and the summer period in between the two. Covering an alongshore distance of 700m and extending from the dune to the low tide limit, 30 transects with alongshore spacing of 20m and cross-shore spacing less than one meter (one point saved by second) were collected at low tide using a Trimble® R6 DGPS system with an accuracy of 0.010m (± 0.002 m) horizontally and 0.020m (± 0.002 m) vertically (fig. 4.2.2.1, B). During summers and due to the presence of specific beach structures, such as cusps, the number of transects could increase up to 50. To obtain the topographic maps, an interpolation is done following the method previously used on the Truc Vert beach (40km North from Biscarrosse, Castelle et al., 2007), on a grid of 0.5 m by 0.5 m. This methodology provides data on beach morphology and dune evolution at short scale, in particular before, during, after and in-between energetic events. A number of representative isocontours can then be extracted from interpolated topographic data, in particular the ones corresponding to the dune foot ($Z=4.5$ m), the supratidal ($Z=2$ m) and upper

intertidal beach limits ($Z=0.45\text{m}$), but also other proxies used to characterize the shoreline variations found in the literature for this area (Castelle et al. 2014, Senechal et al. 2015). The dune foot's isocontour is detected as the slope rupture between the dune and the beach; the supratidal beach is identified by the berm's limits and the inner bar by the MSL (fig. 4.2.2.2). Following the methodology proposed by Angnuureng et al (2017) the shoreline is approximated by the elevation equals to $+0.45\text{m}$ above the MSL, which correspond in our case to $Z=0.85\text{m}$ (fig. 4.2.2.2).

Volumes are also calculated for different sections of the beach (e.g. dune, supratidal and intertidal beach) with the purpose to follow the evolution of each section and cross-shore volume fluxes.

Moreover, the alongshore dimension is also raised with the integration of an indicator developed by Burvingt et al. (2017) to estimate the longshore variation in the morphological response of the beach, the LVI. This parameter also indicates if there is a dominance, cross-shore or longshore, in the sediment transport direction: $LVI=1$ (respectively if $LVI=0$) the transport is dominated by an alongshore (respectively a cross-shore) sediment transport.

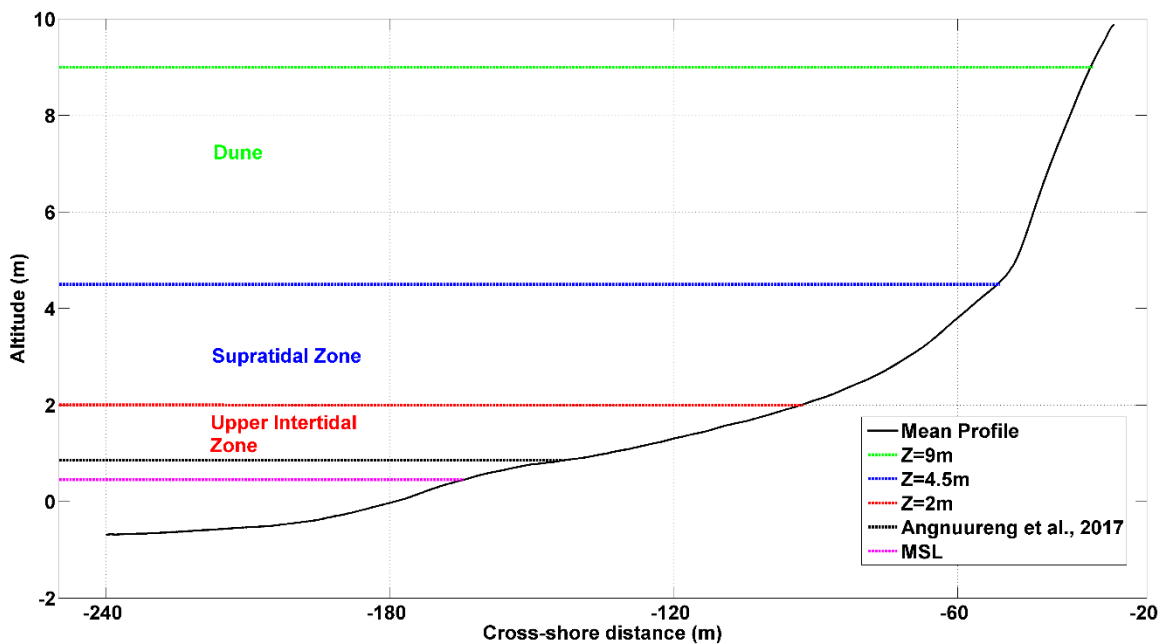


Figure 4.2.2.2: Mean beach profile (the 11th of March 2016 is taken as an example) and isocontours used as proxies and to determine the different beach sections limits.

4.2.2.3 Hydrodynamic data

Hydrodynamic datasets are extracted from two models. The tide is provided by the model developed by the SHOM institute which lays out a node at Biscarrosse, and offshore waves extracted from the Marc model based on WaveWatch3. The modelled wave node is 50m deep, offshore of the Cap Ferret sand spit (fig. 4.2.2.1, green square). Following the approach proposed by Dolan & Davis (1994) and previous definition for this area (Senechal et al., 2015; Angnuureng et al., 2017) a storm event is defined when H_s exceeds 4m ($H_{95\%}$) during a complete tidal cycle, meaning 12hrs. A succession of two or more storms, where the ‘calm’ period between events is less than 5 days, is then considered as a cluster of storms.

Following the linear approach, wave energy flux (P_{tot}) has been estimated in 50m water depth as:

$$P_{tot} = \frac{1}{8} \rho g H_s^2 C_g \quad \text{Equation 1}$$

where C_g is the wave group velocity (Eq.2), H_s the significant wave height, ρ the density of the ocean’s water (1025kg/m^3) and g the gravitation constant (9.81m/s^2).

$$C_g = \frac{1}{2} c \left(1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right) \quad \text{Equation 2}$$

where c is the phase velocity (Eq.3),

$$c = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh kd} \quad \text{Equation 3}$$

and k the wavenumber and d the depth. The wavenumber k has been calculated by resolving the linear dispersion relation using a Newton approach.

The longshore component of the energy flux has then been calculated as:

$$P_y = P_{tot} \cos \theta \sin \theta \quad \text{Equation 4}$$

where θ is the incidence of the wave.

In order to better assess the chronology of the different energetic events, the wave energy flux has then been normalized by the total wave energy flux for each winter season. Then the cumulative normalized wave energy flux P has been calculated.

Finally, the normalized wave power (P_n) is calculated following the equation proposed by Morris et al. (2001):

$$P_n = P \frac{\eta_{dtr}}{\eta_{dtr}^*} \quad \text{Equation 5}$$

where P is the wave energy flux (or wave power), η_{dtr} the daily tidal range in relation to the maximum spring tidal range η_{dtr}^* .

4.2.3 Results

4.2.3.1 Winter Conditions

4.2.3.1.1 General overview

Figure 4.2.3.1 represents the wave conditions over the complete study period from November 2015 to May 2017. We clearly observe a strong seasonality in the wave conditions with energetic waves (generally $H_s > 2\text{m}$) associated to longer periods ($T_p \sim 12\text{s}$) occurring during the winter periods, typically from November to April, and much weaker conditions (generally $H_s < 2\text{m}$) associated to shorter periods ($T_p \sim 9\text{s}$) during the summer period, from May to October. Data show that both studied winter periods started at the beginning of November, with the first winter storm conditions associated with H_s exceeding 4 m, and finished in the middle of April.

However, looking further in details, data indicate that wave conditions were quite different between the two winters. Table 4.2.3.1 provides an overview of the characteristics of these two winters. Data indicate that the median ($H_{50\%}$) and mean significant wave heights are higher during the first winter (2015/2016) of the studied period by a factor of nearly 1.4, while the maximum experienced H_s is similar for the two periods (variation by less of 3% between the two winters). In terms of energy, both the mean and cumulative wave energy are also greater in 2015/2016 by a factor of nearly 1.7. However, the maximum observed energy flux, has been observed during the second winter period.

The ratio P_y by P_{tot} reflects the percentage of longshore flux. During the two winters, this ratio never exceeded 50%, but the number of peaks surpassing 20% is multiplied by 3 during the second winter season in 2016/2017, and concentrated during the less energetic periods.

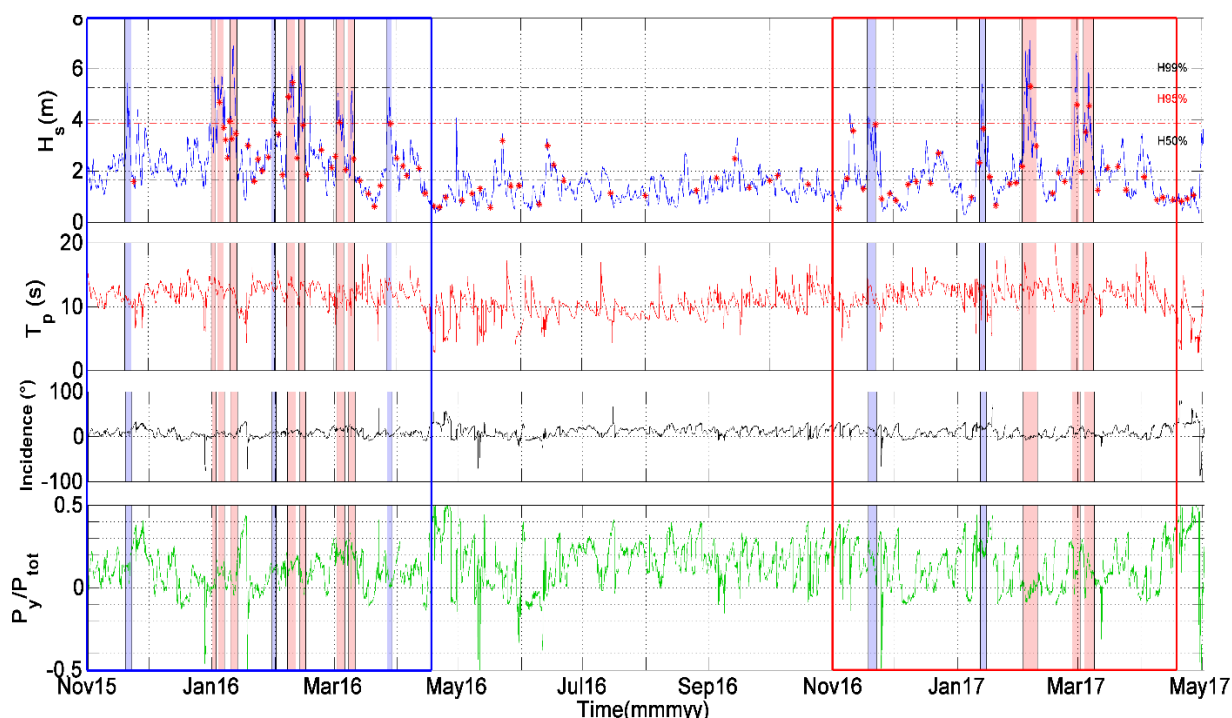


Figure 4.2.3.1: Hydrodynamic conditions: significant wave height (H_s), Peak period (T_p), Wave incidence relative to the beach orientation and Ratio of the alongshore wave energy flux (P_y) on the total wave energy flux (P_{tot}). H99%, H95% and H50% are calculated over the total period. Red crosses represent the surveys.

Table 4.2.3.1: Winters statistical general characteristics: significant wave heights (H_s), peak periods (T_p), wave group velocity (C_g), wave energy and wave energy fluxes and the wave steepness.

	Winter	Summer	Winter 2016/2017
	2015/2016	2016	
H_s maximum (m)	6,89	4.1	7,13
H_s mean (m)	2,49	1.34	1,89
$H_{50\%}$ of H_s (m)	2,27	1.28	1,68
T_p max (s)	18,2	17,2	20,0
T_p mean (s)	11,9	10,0	11,8
T_p median (s)	12,2	10.1	12,2
C_g maximum (m/s)	18,7	18.07	19,7
Mean Energy (J)	9346	2588	5995
Cumulative Energy (J)	$3,84 \cdot 10^7$	$1,21 \cdot 10^7$	$2,44 \cdot 10^7$
Mean Energy Flux (W/m)	$1,17 \cdot 10^5$	$2,43 \cdot 10^4$	$0,74 \cdot 10^5$
Maximum Energy Flux (W/m)	$7,97 \cdot 10^5$	$1,56 \cdot 10^5$	$9,70 \cdot 10^5$
Total Energy Flux (W/m)	$4,80 \cdot 10^8$	$1,14 \cdot 10^8$	$3,02 \cdot 10^8$
Mean Wave Steepness	0,012	0.0095	0,009

4.2.3.1.2 Storm activity

Table 4.2.3.2 provides an overview of the storm activity during the two winters. The number of storms observed during the first winter in 2015/2016 (10) is twice the number of storms observed during the second winter in 2016/2017 (5). Furthermore, storm intensity in term of significant wave height and storm duration was also greater during the first winter. Thus, the $H_{95\%}$ was 4.91m for the 2015/2016 period, which is 0.91m above the generalized $H_{95\%}$ calculated in previous studies (e.g. Senechal et al., 2015), while in 2016/2017 it was 0.10m below. Furthermore, the maximum storm duration observed during the first winter was 81hrs and only 44hrs during the second winter. Data also indicate that three clusters were observed the first winter: two of them included 2 storms and one 3 storms, while during the second winter period, only two 2-storms clusters were observed.

Table 4.2.3.2: Winter storms characteristics: number of storms, storm durations and $H_{95\%}$.

	Winter 2015/ 2016	Winter 2016/2017
Number of storms	10	6
Number of clusters	3	2
Number of 3-storms cluster	1	0
Maximum storm duration (hrs)	81	44
Mean storm duration (hrs)	36	28
Total Storm duration (hrs)	359	167
$H_{95\%}$ of H_s (m)	4,91	3,87

4.2.3.2 Morphological evolution

4.2.3.2.1 General overview

Figure 4.2.3.2 compares the beach morphology between the two years, before (A) and after each winter season (B). Panels A and B are structured following the same schema: the top panel is the morphology prior to the beginning of the first winter period, namely 2015/2016 (respectively after the first winter period, panel B), the middle panel is the morphology prior of the beginning of the second winter period, namely 2016/2017 (respectively after the second winter period, panel B), and the lower

panel is the differences between the two previous panels. Thus, the lower panel represents the difference in morphology between the two years prior to the winter season (A) and after the winter season (B). Finally, the bottom panel represents the alongshore averaged mean profiles for each topography previously described. According to the figures 4.2.3.3 A, the beach morphologies can be considered similar before the two winter periods: in the two cases, the morphology was alongshore uniform and the differences in elevation between the two years $|\Delta z|$ are lower than 0.2m for the entire study zone. This is further highlighted with the alongshore averages profiles what show similar shape and elevation between the two years. In contrast, the post-winter profiles (panel B) are quite different essentially for the lower part of the beach. According to the morphological evolution, differences are observed both in the alongshore and cross-shore distances. In particular, the lower intertidal zone at the end of the second winter is lowered compared to the one at the end of the first winter (nearly 0.5m on average), highlighted by the comparisons between the two alongshore averaged profiles. The upper part of the intertidal beach exhibits a strong alongshore variability between the two years: after the second winter the northern end of the upper intertidal beach is lower (by nearly 1m) while the southern end is much higher (by nearly 1m). These alongshore uniformity is being smoothed in the alongshore averaged profiles.

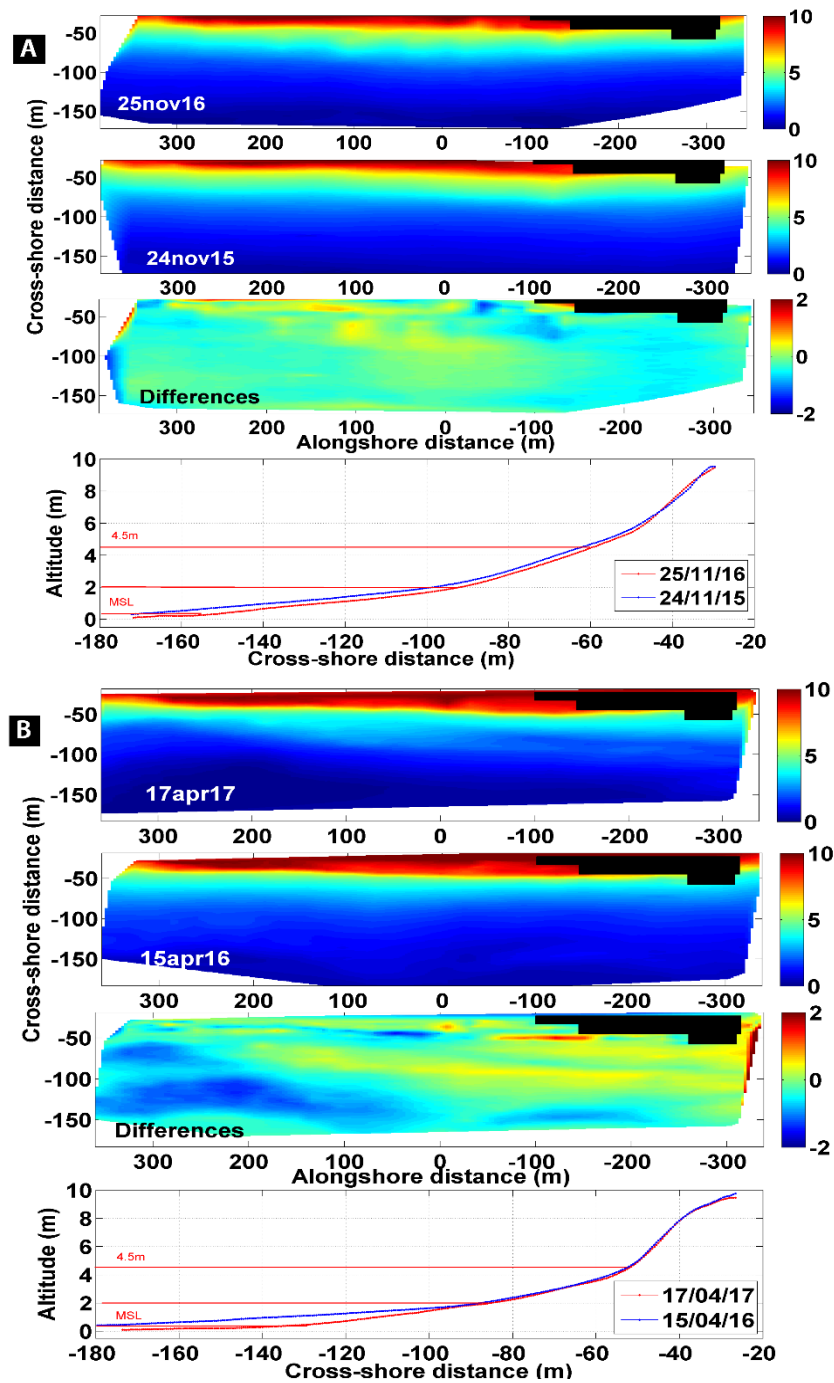


Figure 4.2.3.3: Comparison between 2015/2016 and 2016/2017 pre-winter (top) and post-winter (bottom) beach morphologies and mean profiles.

In Figure 4.2.3.3 we focus on the seasonal response of the beach for each winter season. Here the figure represents (left) the observations for the first winter season (2015/2016) with respectively from Top to bottom: the topography prior and after the winter season, the difference between the two surveys and the alongshore averaged profiles corresponding to the two topographic surveys displayed above, and (right) the same figures but corresponding to the second winter period (2016/2017). After

the winter 2015/2016 the alongshore averaged profile highlights a lowering of 1.5m of the upper part of beach (between isocontours Z=2 and 4.5 m), however 3D morphologies indicate that it results from significant non-uniform patterns: the southern section is two times more eroded than the northern end section. In contrast the lower beach is relatively stable, even accreted, and is alongshore uniform. The mean profiles (fig. 4.2.3.4; left bottom panel) illustrate a dune foot retreat (isocontours 4.5m) of about 15m associated to the beach erosion. After the winter 2016/2017 we also observe an overall lowering of the upper part of the beach (1.0m) but to a less extent than the previous winter (30% less). In contrast to the winter 2015/2016, alongshore averaged profiles indicate an overall lowering of the intertidal zone. 3D morphologies however highlight that it results from significant alongshore variability: in the central part of the beach the erosion is lower than 1m while it reaches 1m (and more) in the northern end of Biscarrosse beach. In the southern end however the lower beach and the upper intertidal part are accreted.

The volume variations calculated between the first and the last days of the winter, for the entire beach (0.85 - 9m), are not significantly different for the two winter seasons: $-26.7 \text{ m}^3/\text{m}$ for the first winter vs. $-26.3 \text{ m}^3/\text{m}$ for the second winter.

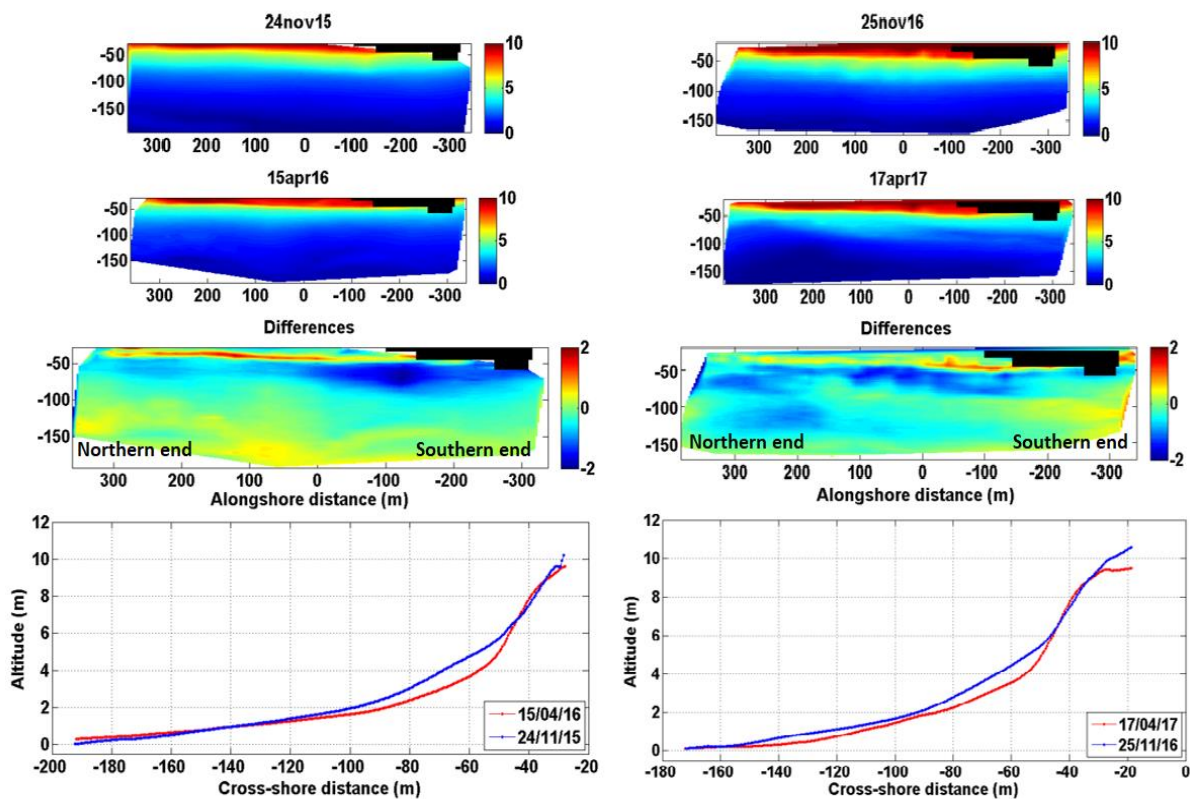


Figure 4.2.3.6: Morphological evolution and mean beach profiles between and after the winters 2015/2016 (left) and 2016/2017 (right).

4.2.3.3 *Multi-proxies beach response*

4.2.3.3.1 Isocontour dynamics

Here the focus is to have further insight in the response of the beach system by analysing the dynamics of different beach sections: dune, supratidal and intertidal beach. Figure 4.2.3.7 illustrates the time-evolution of the alongshore averaged positions of different proxies described previously. Data clearly show the seasonal pattern in the dynamic of the dune foot and the berm: an overall erosion (onshore retreat) is observed during the winter period (typically Nov-March) at the end of which, the berm reaches the cross-shore position -80m (zero being landward) and the dune foot the position -50m while during the summer period, they both prograde to the cross-shore positions -105m and -70m respectively. The range of variation for these two proxies is of the same order for the two winter periods considered in this study: 15-20m for the dune foot and 20-25m for the berm. A time-lag between the supratidal beach/berm recovery and the dune foot recovery is also observable: the supratidal beach/berm reaches its pre-winter position in the middle of the summer (July) while the dune foot recovery is delayed by nearly 2 months. The inner bar dynamic also shows a strong seasonal pattern characterized by an overall offshore migration during the winter period probably associated to an up-state transition and an overall onshore migration during the summer period probably associated to a down-state transition. Besides, data do not reveal any significant difference here between the two winters: the overall winter seasonal cross-migration of the inner bar is about 40 m and the proxies reach the same seasonal limits.

However, data also illustrate that the event time scale is highly significant, the short-term evolution (a few days) can be of the same order in magnitude than the seasonal evolution (15-20m). Pink and blue patches highlight storm clusters and isolated storms, respectively, coded from E1 to E9. For example, during the event E3, both the dune foot and the supratidal beach (4.5 and 2m) experience onshore retreat by an order of 15m.

Data also indicate that the upper part of the beach (dune foot/supratidal beach) and the lower part of the beach can evolve in an opposite way to a same event. For example, during the first event (E1, fig. 4.2.3.4) isocontours Z=2 and 4.5m moved landward (erosion) while Z=1 and 0.85m moved seaward (accretion or up-state transition of the bar) suggesting cross-shore sediment transfers. The example of the event 3 (E3) implies the same tendency, nevertheless the intertidal beach experiences both accretion then erosion for the same event, whereas the supratidal zone is only eroded, and the dune foot retreated. Interestingly, focusing on the berm proxy (2m) the short-term dynamics are very

different between the two winter periods. Thus, during the first period we observe a clear storm/post-storm signal: the berm is generally eroded during the cluster and recovers between clusters. This pattern is not clear during the second winter period.

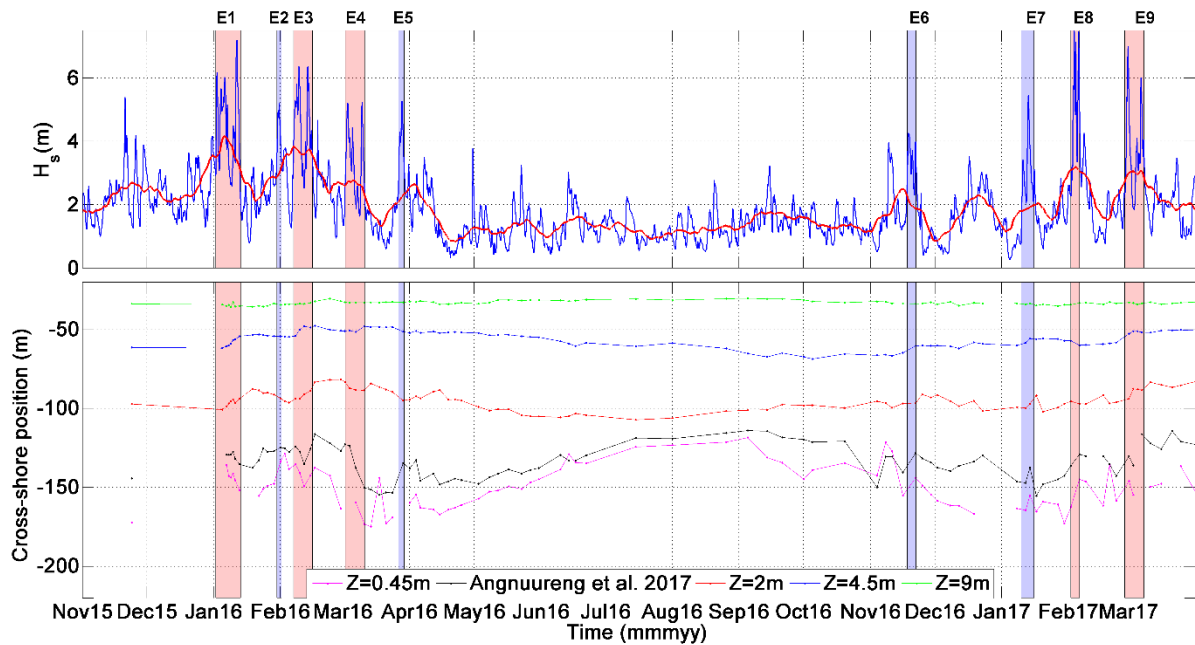


Figure 4.2.3.7: Significant wave height (top) and cross-shore dynamics of selected isocontours (bottom) representative of different sections of the beach: pink (dune), green (dune foot), blue (berm), black and red (lower intertidal beach).

4.2.3.3.2 Volume variations

In many previous studies that address storm beach evolution, the sediment volume is calculated for the entire beach profile, mainly above the MSL (e.g. Vousdoukas et al., 2011), not allowing for the investigation of cross-shore exchanges within the dune/beach system itself. In figure 4.2.3.8, a multiproxies approach is proposed here with a study of the dune, supra and intertidal beach separately. At the end of the first winter season (blue square, fig. 4.2.3.8), the dune volume (in green, fig. 4.2.3.5) is lower than before the winter ($-6\text{m}^3/\text{m}$), while the supra and intertidal beach post-winter volume equal the initial pre-winter one (in blue and red respectively, fig. 4.2.3.8). Besides, the dune sediment volumes are only poorly correlated (with a correlation coefficient of 0.14, significant at the 98% confidence level) with the supratidal beach variations. However, the supra and intertidal zone are negatively correlated (-0.54), suggesting sediment exchanges. Thus, even if fluctuations occurred during the winter 2015/2016 the total sediment balance seems stable for the beach (blue arrow). The winter season is followed by a seasonal recovery period extending from May to August 2016 associated

to an increase of the supratidal beach volume and a decrease of the intertidal beach volume. During the second winter (red square, fig. 4.2.3.8) the dune has lost sediment more progressively, all along the season. As in 2016, sand volume variations are visible for the beach (supra and intertidal) but, in this case, the final volume is inferior to the initial one ($-2\text{m}^3/\text{m}$ compared to the initial position). A general erosional tendency for the three different cells is highlighted by the red arrow.

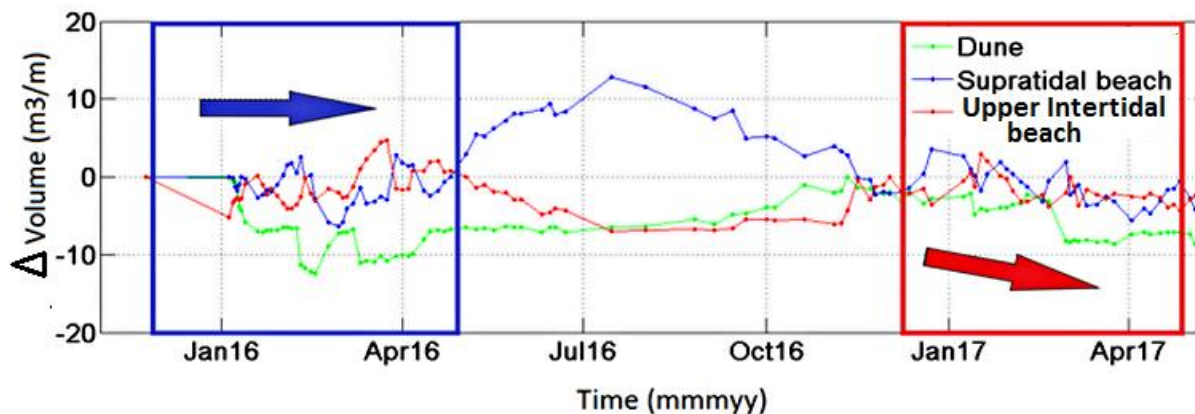


Figure 4.2.3.8: Beach volume changes compared to the 24th of November 2015.

4.2.3.3.3 Volume variations versus isocontours positions

Figure 4.2.3.9 compares the potential correlations between the variations in volumes and different cross-shore positions: the volume evolution of the upper intertidal beach and its corresponding isocontour, $Z=\text{MSL}$ (A), the volume evolution of the supratidal beach and its corresponding isocontour, $Z=2\text{m}$ (B), the volume evolution of the upper intertidal beach and its upper isocontour limit, $Z=2\text{m}$ (C), the volume evolution of the supratidal beach and its upper isocontour limit, $Z=4.5\text{m}$ (D) and the volume evolution of the entire beach and the isocontour $Z=\text{MSL}$ (E). The panel F represents, with mean profiles, the evolution of the beach over one year, from January 2016 to December 2016.

According to the panels A and B, volumes of the beach zones and their corresponding isocontours are correlated with a correlation coefficient of, respectively -0.71 for the $\text{MSL}/\text{upper intertidal beach}$ and -0.72 for the $Z=2\text{ m}/\text{supratidal beach}$. Those correlations indicate that an onshore retreat of the isocontours is related to a decrease in volumes. Moreover, the volume evolution of the upper intertidal beach is also correlated to the position of the isocontour $Z=2\text{ m}$, by a coefficient of 0.63 (C), revealing that the volume of the upper intertidal beach is also linked to the position of its upper isocontour. This suggests that when the volume of the upper intertidal beach increases, its upper limit (2 m) is moving onshore while its lower limit (the MSL) is moving offshore: the width of the upper intertidal beach is

increasing. In contrast, the isocontour of the MSL and the volume of the entire beach (E) are not correlated at all, asking the question of the representativity of those two proxies currently used in the literature.

Nevertheless, in contrast, the supratidal beach volume evolution is not significantly correlated (-0.23) to the position of the isocontour Z=4.5 m (D). As highlighted by the panel F, this observation seems due to the berm reconstruction during the summer. Indeed, the isocontours 4.5 m is barely moving offshore, but the volume increases considerably. Thus, the upper intertidal beach volume increase is directly linked to a width increase of the zone, while an increase of the supratidal beach volume could be linked to an elevation of the altitude of the profile.

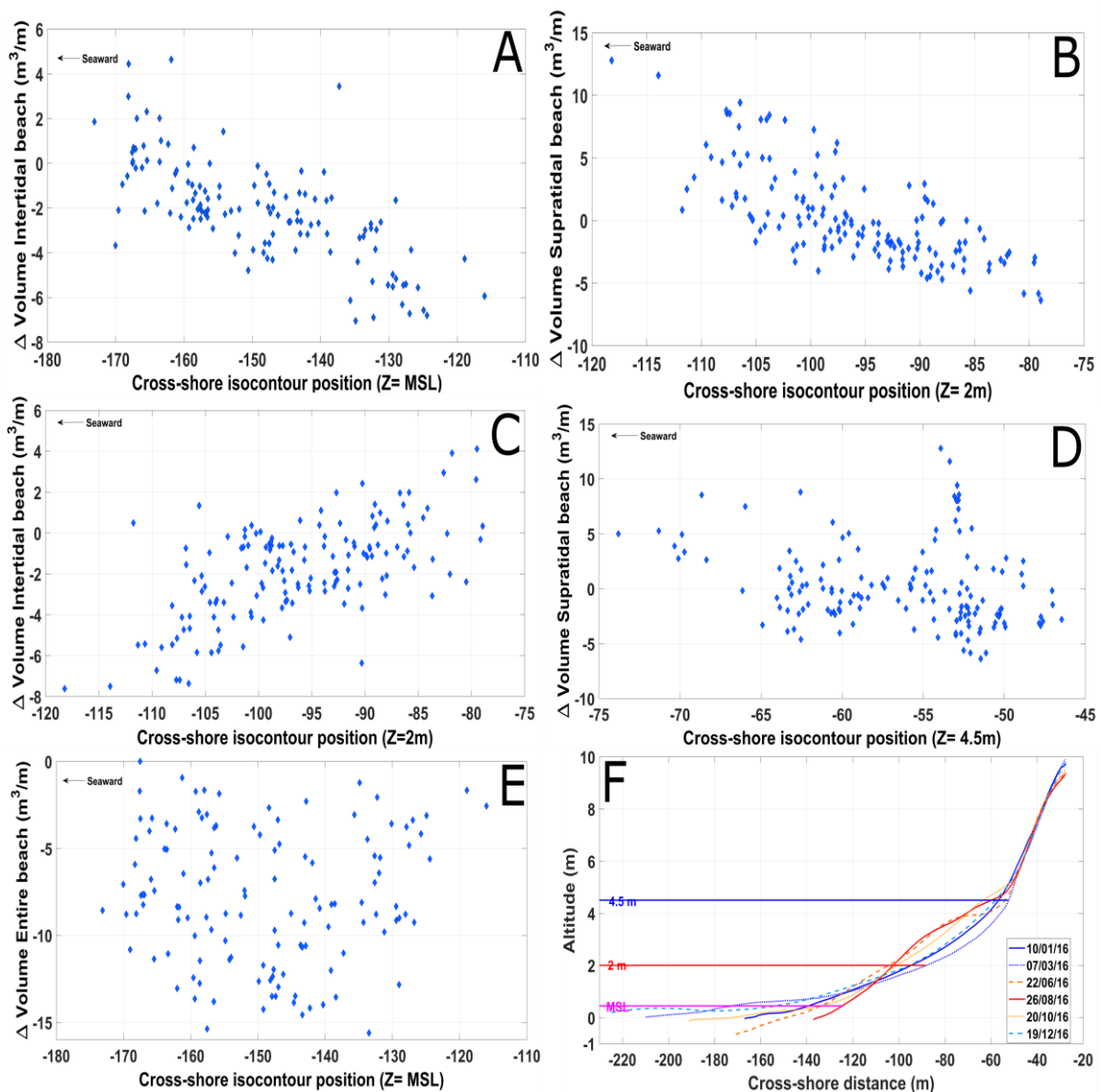


Figure 4.2.3.9: Comparisons between isocontours and volumes (A: Upper intertidal beach volume vs. MSL position; B: Supratidal beach volume vs. z=2 m position; C: Upper intertidal beach volume vs. z=2 m position; D: Supratidal beach volume vs. z=4.5 m position; E: Entire beach volume vs. MSL position); alongshore averaged profiles of the beach covering one year (F).

4.2.4 Discussion

Here we present an original data set of high-frequency topographic surveys (at least 2/week) over an 18-month period spanning two winter seasons. Table 4.2.4.1 summarizes some of the key values presented in the results section. One of the key results is that despite similar pre-winter beach morphologies (fig. 4.2.4.1) but contrasting hydrodynamic conditions (Table 4.2.4.2 and Table 4.3.2.1), the cumulative wave energy flux was 1.7 times higher during the first winter season), the sediment budget of the dune/beach system is nearly the same after the two winter periods. Data also indicate that the cross-shore displacements of the different proxies: dune, berm and bar are of the same order for the two winter seasons and consistent with previous works on the area (e.g. Senechal et al., 2015, Angnuureng et al., 2017) and that they reach the same cross-shore limits during the two winter seasons. This, of course, raises intriguing questions as from a management point of view, the beach morphology before the winter period and the cumulative hydrodynamic conditions during the winter period are supposed to provide useful inputs to forecast the post-winter beach morphology (e.g. Baart et al., 2015; Reeve et al., 2016).

Table 4.2.4.3: Differences in sediment budget over the winter period, cumulative energy for each winter period and maximum proxies cross-shore displacements for each winter. The difference between the two years are provide in percent.

	Winter 2015/2016	Winter 2016/2017	Differences between the two years (%)
ΔVolume	-26,7m ³ /m	-26,3m ³ /m	1.5%
Energy	3,84.10 ⁷ J	2,44.10 ⁷ J	37%
Proxies displacements	15-20m	15-20m	0%

4.2.4.1 Energy sequence

The figure 4.2.4.1 computes the cumulative absolute values of the wave energy flux for the winter 2015/2016 (in red) and winter 2016/2017(in blue). According to the figure, the winter 2016/2017 began early in the season compared to the previous winter. Indeed, the wave energy flux of the winter 2015/2016 starts to increase in the middle of November while that of the winter 2016/2017 had already reach 16% of its total for the same period. The figure suggests that even if the total energy

experienced during the first winter (2015/2016) is higher than that experienced during the second winter (2016/2017), it results from an overall increase in wave conditions, even during weaker conditions compared to storm conditions. In contrast during the second winter, we observe a succession of energetic events with very calm conditions in between. So, during the first winter, the cumulative flux increases progressively until January and the most energetic event during the period, accounting for 20% of the total energy flux (first red arrow), occurs relatively early in the winter season (beginning of January) followed one month later by the second most energetic event accounting for slightly less than 20% of the total energy flux. Besides, between these energetic events the energy fluxes gradually increase. During the second winter, the evolution is significantly different. The most energetic event accounting for 20% of the total flux occurs beginning of February, followed one month later by two energetic events whose intensities, taken separately, are however twice smaller than the most energetic ones. Data also indicate that between these periods, wave's conditions are extremely weak.

This difference in wave energy chronology within the season raises the question of wherever or not it could have a significant impact on the beach response as previously suggested (e.g. Dissanayake et al., 2015, Senechal et al., 2017, Brooks et al., 2017), in particular on the initiating of the recovery periods. Indeed Philipps et al. (2017) showed that the recovery process is generally a gradual process what need sufficient energy levels to be initiated: sediment migrating back to the beach, onshore bar migration, onshore bar welding and then finally sediment supply to the upper beach.

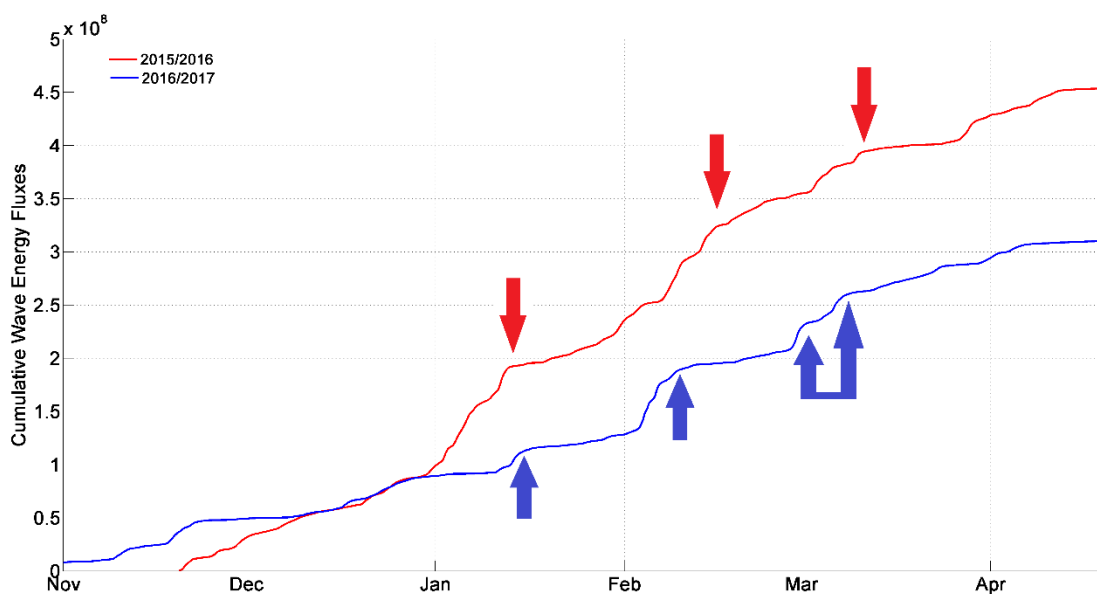


Figure 4.2.4.1: Cumulative wave energy flux for the winters 2015/2016 (red) and 2016/2017 (blue). Arrows highlight energetic events.

Finally, the tide might have play a crucial role in the response of the beach (e.g. Almar et al., 2009; Vousdoukas et al., 2012, Masselink et al., 2014, Coco et al., 2014). Figure 4.2.4.2, panel B, displays the normalized wave power (P_n) proposed by Morris et al. (2001) and used by Loureiro et al. (2012). This parameter is used to look at the enhanced erosion potential linked to spring tides periods compared to neap tides, without neglecting the possible erosion resulting from storm conditions under lower tidal ranges. For low values of normalized wave power ($P_n < 1.5 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$), mainly linked to a low water level (neap tide periods), storm waves seem not efficient enough to erode the supratidal beach: the upper intertidal beach is lowered and the supratidal volume increases (E2, E5, E6 fig. 4.2.4.2). On the other hand, storms correlated to P_n higher than $2 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ linked to high water level (due to spring tide periods and/or high energy fluxes), generate a visible erosion of the dune and the supratidal beach with a possible recovery of the upper intertidal beach (E1, E3, E7, E9, fig. 4.2.4.2). Thus, if the water level at spring tide is high, the erosion of the supratidal beach will be significant, but the offshore export of the sediment might be reduced as result of less effective undertow under higher water column. Besides, calm hydrodynamic conditions during high water level at spring tide might not induce recovery especially if associated with large wave incidence (e.g. Coco et al., 2014).

Nevertheless, the water level pays a key role based on thresholds that define the part of the beach that will be touch by an event: high P_n values (storm conditions and spring tide) are linked to an erosion of the upper part of the system with a possible deposit in the lower part of the beach, medium P_n values (storm conditions or spring tides) seem necessary to an initialization of a sediment movement from the upper intertidal beach toward the supratidal beach. Moreover, the post-storm recovery is only possible for sufficient P_n values (around $1 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$): during the first winter, the post-storm recovery is efficient, but during the second winter, P_n value are to low (conditions to calm) to generate an effective recovery.

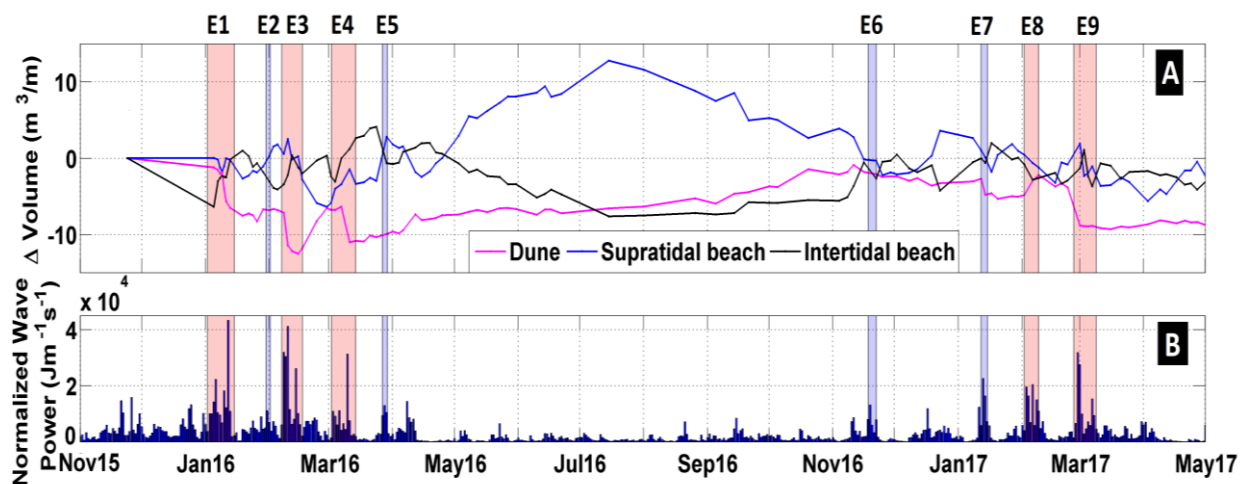


Figure 4.2.4.2: Volume evolution of the tree beach zones (A), Normalized wave power (B).

4.2.4.2 Short-term storm response

Looking at the event time scale (fig. 4.2.4.2), storms within a cluster mostly result in erosion. Figure 4.2.4.3 provides detailed insight into the four main erosive events. After the first cluster 2016 (E1, fig. 4.2.4.3), a dune foot retreat associated with an erosion of the supratidal beach (above 1m) is observable as well as for the intertidal beach (fig. 4.2.4.3 ; left top panel). The cluster of February 2016 (E3) also results in an overall erosion of the supratidal beach and the dune (-1.5 to 2m). The last cluster of the season 2015/2016 (fig. 4.2.4.3; left bottom panel) erodes mainly the dune foot and the higher beach (< -1m) but accretion in the lower and intertidal beach is also observed (< +1m). During the winter 2016/2017, only the last cluster E9 significantly erodes the dune/beach system. Erosion in these four cases is systematically concerning the upper beach while the lower beach can either erode or accrete depending on the event.

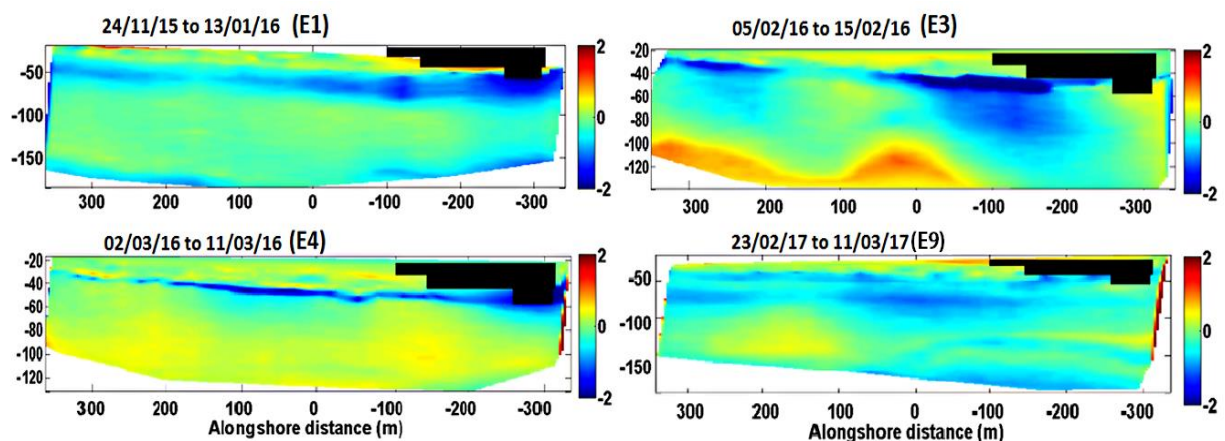


Figure 4.2.4.3: Morphological evolution (elevation difference in m) of the beach during erosive events.

Interestingly however is that our data also indicate that recovery or limited erosion is also observed during energetic events classified as storm events, consistent with previous observations (e.g. Coco et al., 2014). This is for example the case for events E2, E5 during the first year: we observe that the recovery process initiated just at the end of the previous storm event is not interrupted during these two events (Fig. 4.2.4.2); similarly, during the event E8, although being the most energetic of the second winter season, no erosion is observed. Figure 4.2.4.4 provides further insight into the four storm events associated with no-erosion or recovery of the beach. In those four cases, the upper beach recovered while, similarly to the erosive cases the lower intertidal beach displayed contrasting

evolution (either erosive or accretive). Recovery of the lower beach plays a key role in the upper beach recovery (Senechal et al., 2009; Philipps et al., 2017, Brooks et al., 2017). Data indicate that it is highly variable but can be observe during energetic events.

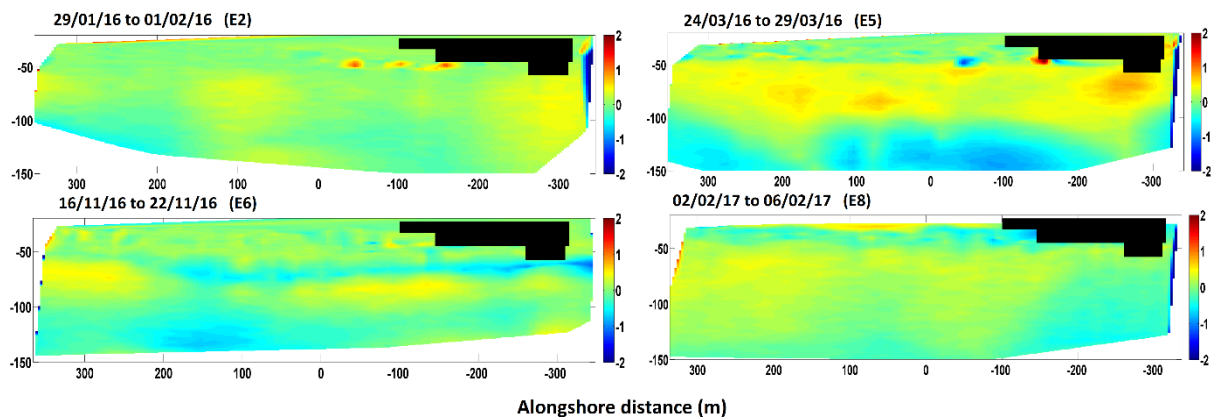


Figure 4.2.4.4: Morphological evolution in presence of storm conditions but associated with gain of sediment and characterized as recovery periods.

4.2.4.3 Recovery periods

Periods of recovery of the lower and upper beach seem here to play a crucial role in the dynamic of the beach at the seasonal scale. In particular, their chronology during the winter season may explain why despite more energetic conditions during the first winter, similar sediment budget was observed with the second winter. As underlined previously, both winters experienced erosive and ‘recovery’ storm events (E2, E5, E6, E8). However, for the winter 2015/2016, the first recovery event (E2) was included between two massive erosive ones, while the second ‘recovery storm’ (E5) ended the winter season. In contrast, in 2016/2017, the first recovery event (E6, fig. 4.2.4.4) opened the winter season. Furthermore, the high frequency survey strategy adopted here allowed us not only to study each energetic event but also the evolutions of the systems between events. Thus, our dataset also highlights the fact that the seasonal response of the beach depends on the periods between storms too, consistent with Brooks et al. (2017). However, here the typical time scale is within the winter period: in the case of the first winter, a post-storm recovery clearly takes place between each event, which is not visible for the second winter season (fig. 4.2.4.2). This supports the idea that the extremely calm hydrodynamic inter-storms conditions of the second winter season in 2016/2017 (fig.9) were not efficient enough to initiate the upper beach reconstruction (Scott et al., 2016, Philipps et al., 2017). Indeed, during the winter 2015/2016 an overall seaward movement of the intertidal and supratidal

beach is noticeable after each event (E1, E2, E3, E4, E5; fig. 4.2.4.2). In contrast, in winter 2016/2017, the erosion was extended between the events 7 and 8, and no recovery could take place. Thus, the first winter is driven by a general erosive period from November to the middle of February, immediately followed by a recovery period what ended in the middle of July. On the contrary, the winter 2016/2017 began by a short recovery time, followed, since January 2017, by a general erosion trend until April (fig. 4.2.4.5). Consequently, the erosional volume rate resulting of the winters is the same, but it varies along the season: erosion partially compensated by a recovery period in the first case, whereas a progressive erosion period in the other one. One of the questions arising here is wherever the timing of winter is important for the seasonal recovery too: the early winter storms seems to allow for full recovery (winter 2015/2016 and summer 2016, fig. 4.2.4.5) while the seasonal recovery of the summer 2017 seems being curtailed consequently to a later winter season.

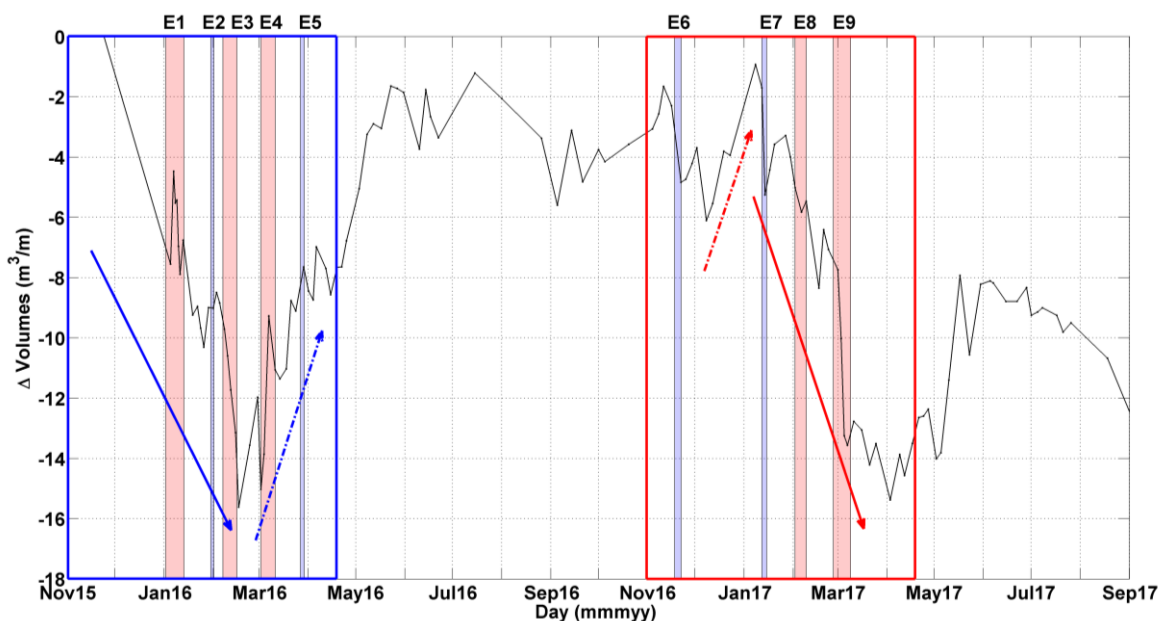


Figure 4.2.4.5: Δ beach sediment volumes, calculated between the isocontours 0.45m and 9 m, compared to the first survey (24th of November).

4.2.4.4 Sediment transfer processes

Data also suggest that the sediment transfers between the two winter seasons differ: during the first winter, the erosion of the supratidal beach is associated with an accretion of the intertidal beach suggesting a sediment transport mainly cross-shore oriented from the dune to the sea (fig. 4.2.3.6) while this is less evident during the second winter. The estimation of the volumes of the separated

zones of the beach (fig. 4.2.3.8) further supports the idea of a difference in the processes involved. Indeed, at the end of the first winter, the volumes of the intertidal and supratidal beach are back to their pre-winter positions supposing mainly cross-shore exchanges with few sediments lose. For the winter 2016/2017, the final volumes of the two same beach cells is lower than before the season implying a sediment loose for the system that could be linked to possible longshore sediment exchanges. Coco et al. (2014) reported that the largest measured erosive events in their data set were associated among other with strong longshore currents due to low energetic waves but with large wave incidence and spring tides.

Figure 4.2.4.6 presents the volume evolution of the tree zones of the system (A), and two parameters used to identify the alongshore component on the beach morphodynamic (C & D): the alongshore component of the wave energy flux (P_y) and the longshore variation in the beach response (LVI). P_y represents the alongshore wave energy flux and so, the longshore sediment transport, via the alongshore current; high values of P_y reflect efficient alongshore currents that suggests an increase of the longshore sediment transport.

According to the figure 4.2.4.6, longshore wave energy fluxes are stronger during storm periods, but no significant difference could be done between the two winters, during the energetic periods. However, calmer periods of the first winter are characterized by more important values of P_y , compared to the second one. Biauxque et al. (2018, accepted) showed that the recovery of the southern end of Biscarrosse beach is not only driven by cross-shore sediment exchanges, but also by longshore transport. According to our observations, the post-storm recovery, mainly significant during the first winter, seems due to sufficient energetic conditions, and significant alongshore currents.

Values of LVI over 0.8 (on average) highlight events that induced a longshore variability in the beach response morphology (e.g. E1, E5 or E9, fig. 4.2.4.3, 4.2.4.4 & 4.2.4.6). But this indicator seems to be biased by the complexity of the study site (bars and rip currents, seawalls). Thus, some post-event morphologies of the beach present high longshore variability despite a moderate LVI (e.g. E3, E4, fig. 4.2.4.3 & 4.2.4.6). Moreover, a non-zero value of LVI can also be linked to an along-coast variation in cross-shore sediment transport (Burvingt et al., 2017). This phenomenon is currently observed on the Aquitanian coast because of the complex 3D morphology characterized by crescentic offshore sandy bar and the presence of rip currents. For example, Castelle et al. (2015) reports local dune erosion cause by cross-shore sediment exchanges that induced a strong alongshore variability in the response of the system to the winter 2013/2014. Thus, the LVI is not correlated to the P_y .

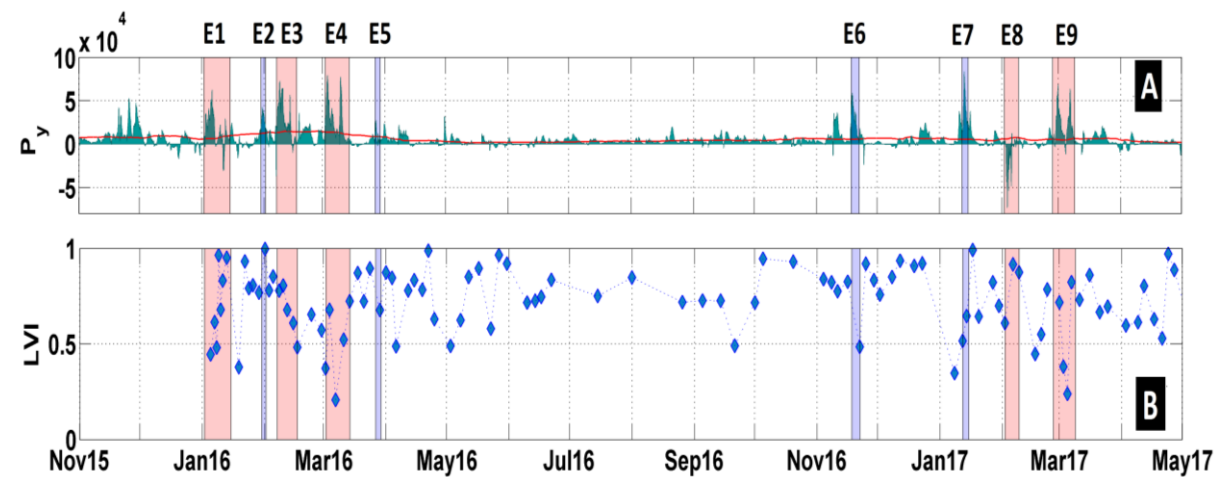


Figure 4.2.4.6: Alongshore wave energy flux (A) and the longshore variation of the morphological response or LVI (B).

However topographic surveys are limited to the intertidal and supratidal domains, reliable quantitative measures in the subtidal domain are necessary to allow for a reliable assessment of sediment budget (e.g. Philipps et al., 2017) or to evaluate wherever cross-shore or alongshore processes are dominating.

Moreover, Almar et al. (2009) showed that the inner bar dynamic was more sensitive to the tide than to the offshore wave conditions, especially because of the presence of the outer bar and the depth limited wave height in the intertidal area.

4.2.5 Conclusion

This study was managed with the purpose to analyse the impact of short-term event on the seasonal response of an open sandy beach. High frequency DGPS surveys realized at Biscarrosse beach (SW of France) allow the monitoring of the two consecutive winter seasons respectively 2015/2016 and 2016/2017. Despite significant contrasting hydrodynamic condition levels but similar pre-winter morphology, the seasonal sediment budget between the two seasons was similar. The results suggest that the seasonal hydrodynamic conditions, as wave height or wave cumulative energy, are not the only parameters driving the beach and dune morphological changes, and that the energy sequence is also a key driver. This is exacerbated by the short-term dynamics which impact seasonal trends. Indeed, energetic events (storms) are not always synonyms of erosional events and recovery can also be observed during these energetic events. Therefore, the sequencing of storms, meaning the succession of the events along the season, also plays a role in the impact of the winter period on the system and on the total volume rate. Additionally, the use of multiple proxies to describe the shoreline

evolution, as the dune foot and representative isocontours above the MSL, allowed giving an access to a better representation of the real morphological changes. Thus, the multi proxies' method coupled to the high frequency methodology allow to identify the possible post-storm recovery periods (between events) of the beach and the dune that also plays a key role in the response of the system to the next event. Post storm recovery at Biscarrosse seems to be related to hydrodynamic conditions (as the tide and the waves), but also to cross-shore and longshore sediment transports. Further analysis are requested to evaluate the impact on seasonal recovery and wherever or not energy sequence is important during the summer period.

Acknowledgements

Melanie Biauxque is financially support by the Region Nouvelle Aquitaine. Data were collected thanks to financial support provided by the OASU (Observatoire Aquitain des Sciences de l'Univers), the SNO Dynalit (CNRS-INSU) and the OCA (Observatoire de la Côte Aquitaine). We would like to thank Tim Scott from Plymouth University who provided helpful feedbacks on the manuscript as well as Serge Suanes and Bruno Castelle for the stimulating discussions around the data set. We also would like to thank Carlos Loureiro from the Ulster University and the anonymous reviewer that provided many useful and valuable comments which significantly improved the manuscript.

4.3 Dynamique de la barre interne

La dynamique des barres (interne et externe) joue un rôle important dans la réponse de la plage aux évènements saisonniers (e.g. van de Lageweg et al., 2013 ; Angnuureng et al., 2017 ; Castelle et al., 2017). En hiver, la barre interne (ou intertidale) ne peut être accessible à pied, sa position n'a donc pu être enregistrée par les levés DGPS. Pour accéder à cette information, l'utilisation d'un système d'imagerie (vidéo ou satellitaire) est souvent envisagée (e.g. van Enckevort & Ruessink, 2001 ; Gallop et al., 2011 ; Price & Ruessink, 2011 ; Dehouk et al., 2014 ; Bouvier et al., 2017). Le site de Biscarrosse est équipé d'un système vidéo composé de 5 caméras couleur (e.g. Almar et al., 2009 ; Angnuureng, 2017) qui enregistrent des images de la plage et des barres depuis 2007.

Durant la période d'étude, le système vidéo n'a été pleinement fonctionnel que durant l'hiver 2015/2016. L'étude de l'évolution de la position de la barre interne n'a donc pas pu être intégrée à l'article présenté ci-dessus. Néanmoins, la figure 4.3.1 décrit la position cross-shore de la barre interne (haut), moyennée le long de l'axe longshore, mise en relation avec la hauteur significative des vagues (H_s). Les clusters (ou successions) de tempêtes sont soulignés par les patchs roses et les tempêtes isolées par les patchs bleus. Les barres d'erreur rouges représentent l'écart type pour chaque position et rendent compte de la tridimensionnalité de la barre : plus la barre d'erreur est courte, plus la barre sableuse est uniforme et donc linéaire. Une certaine saisonnalité ressort dans la position de la barre : la période de janvier à mars 2016 est caractérisée par une augmentation de l'énergie liée aux vagues et une migration vers le large de la position de la barre. En effet, 8 tempêtes (dont trois clusters) sont enregistrées durant cette période, et la position de la barre a reculé d'une cinquantaine de mètres vers le large. Malgré des variations de cette position sur le court terme, la barre reste en moyenne autour de 50 m plus au large de janvier à mars.

On note également que la position de la barre intertidale répond à l'échelle des évènements : la position de la barre est partiellement corrélée à la hauteur significative de vagues. Ainsi, de façon générale, la barre migre vers le large pendant les tempêtes, et vers la plage pendant les périodes calmes. Néanmoins, les amplitudes de migrations en périodes de tempêtes restent inférieures aux migrations saisonnières. De plus, Almar et al. (2009) ont montré que la position de la barre interne est sensible aux variations du marnage, expliquant cette corrélation partielle.

A l'échelle de la saison, la barre semble donc migrer vers le large pour jouer un rôle de protection de la plage : les vagues de tempêtes, fortement énergétiques, déferlent sur la barre au large, libérant une partie de leur énergie, limitant ainsi leur impact sur la plage. Cette tendance est aussi remarquable sur

des échelles de temps et d'espace plus courtes conformément aux observations faites ultérieurement, en lien avec les vagues et le niveau d'eau (e.g. Almar et al., 2009 ; Ba & Senechal, 2013).

Une étude de la position de la barre lors de la saison 2016/2017 serait intéressante pour regarder l'efficacité du rôle protecteur de la barre durant un hiver moins énergétique, et comparer le couplage barre/morphologie de la plage dans les deux cas.

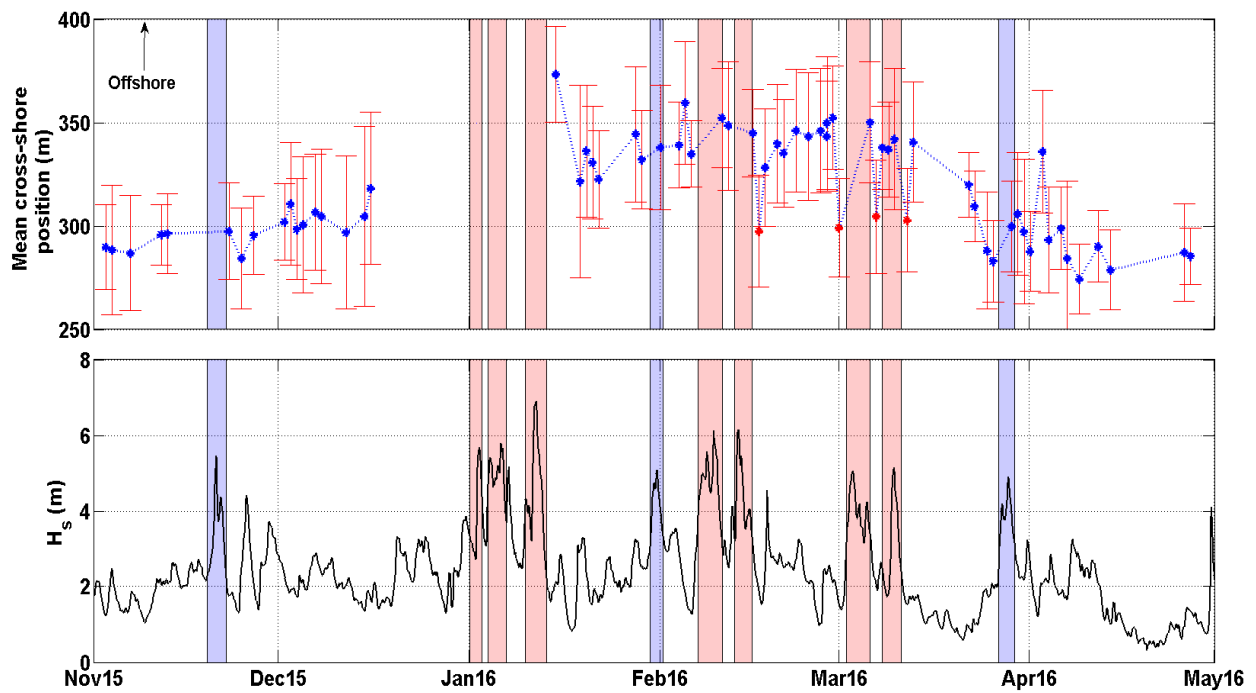


Figure 4.1.1 : Haut : Position cross-shore de la barre interne, moyennée le long de l'axe longshore, Bas : Hauteur significative des vagues (H_s).

Chapitre V

Périodes de

ré-engraissement

saisonnier

Table des matières

Chapitre V	143
5.1 Evolutions estivales de la morphologie de Biscarrosse	145
5.1.1 Conditions de houle au cours des deux périodes estivales	146
5.1.2 Profils moyennés	149
5.1.2.1 Eté 2016	150
5.1.2.2 Eté 2017	151
5.1.3 Cartes topographiques différentielles : approche 3D	154
5.1.3.1 Eté 2016	155
5.1.3.2 Eté 2017	159
5.1.3.3 Bilan	161
5.1.4 Dynamique des structures 3D	163
5.1.4.1 Eté 2016	163
5.1.4.2 Eté 2017	164
5.1.4.3 Bilan	167
5.1.5 Isocontours	169
.....	170
5.1.5.1 Eté 2016	170
5.1.5.2 Eté 2017	171
5.1.5.3 Bilan	173
5.1.6 Volumes	173
5.1.6.1 Eté 2016	175
5.1.6.2 Eté 2017	176
5.1.6.3 Bilan	177
5.2 Discussion	177
5.2.1 Eté 2016 vs. 2017	177
5.2.2 Processus	179
5.2.2.1 La dune	180
5.2.2.2 La plage supratidale	180
5.2.2.3 La plage intertidale	180
5.2.2.4 Bilan	181
5.2.3 Le couplage saisonnier hiver/été	184
5.3 Conclusions	185

Les périodes de ré-engraissement (ou de reconstruction) sont décrites comme des périodes hydrodynamiquement calmes à modérées que ce soit à l'échelle saisonnière (ré-engraissement saisonnier), mais également à l'échelle événementielle (ré-engraissement post-tempête). Elles permettent aux systèmes, notamment sableux, de tendre vers leur profil d'équilibre de « beau temps » et de reformer les stocks sédimentaires, des zones supra- et intertidales, notamment. Les périodes de ré-engraissement sont généralement classées selon trois grandes catégories : 1) reconstruction partielle, lorsque le système n'a pas complètement récupéré, 2) complète et 3) sur-engraissement, lorsque le stock sédimentaire est supérieur au stock de départ. Contrairement aux périodes érosives, les processus mis en jeu lors des reconstructions des plages s'étendent sur des échelles de temps généralement plus longues, allant des mois aux années, voire même la dizaine d'années, lorsque l'on parle de reconstruction complète (Morton et al., 1994 ; Lee et al., 1998 ; Houser & Hamilton, 2009 ; Ranasinghe et al., 2012 ; Houser et al., 2015 ; Scott et al., 2016 ; Angnuureng et al., 2017 ; Castelle et al., 2017). En 2011, Masselink & Pattiaratchi reprenaient le principe précédemment exposé par Wright & Short (1984) se basant sur la réponse des plages en fonction de l'énergie des vagues. Selon ce « cycle des plages », une érosion du système est visible lors de fortes conditions de houle, alors qu'au contraire, une accrétion de la plage et la formation d'une berme sont observables lors de conditions plus calmes. A Biscarrosse, comme dans de nombreuses plages sableuses situées aux moyennes latitudes, le climat de vagues présente une saisonnalité marquée et les périodes de ré-engraissement peuvent être classées selon deux types de cycles : le cycle saisonnier, basé sur les changements morphologiques enregistrés entre les saisons hivernales et estivales, et le cycle tempêtes/post-tempêtes, basé quant-à-lui, sur la reconstruction, souvent incomplète, de la plage après un événement de tempête.

5.1 Evolutions estivales de la morphologie de Biscarrosse

A Biscarrosse, et plus généralement sur la côte Ouest de l'Europe, la reconstruction saisonnière est donc fonction des cycles hiver/été des conditions de houle. Classiquement, elle est qualifiée de complète lorsque, soit le proxy utilisé comme indicateur de la position du trait de côte, soit le volume du système, soit l'altitude de l'avant-dune, soit la position du pied de dune sont revenus à leurs valeurs initiales, c'est-à-dire d'avant la saison hivernale (List et al., 2006 ; Splinter et al., 2011 ; Castelle et al., 2017). Les étapes du ré-engraissement des plages sableuses dominées par la houle ont été précédemment décrites : un profil de plage qui se raidit (Wang et al., 2006), une progradation de la

berme (Phillips, 2017), c'est-à-dire une augmentation de la largeur de la berme vers le large, suivie d'une aggradation de celle-ci, correspondant à une élévation verticale de la crête de la berme (Dubois, 1988 ; Jensen et al., 2009). Le sédiment est ensuite disponible pour du transport éolien vers la dune. Néanmoins, c'est un sujet qui n'a été que peu étudié (comparé à l'érosion) et pour lequel de nombreuses questions restent encore sans réponse. Ainsi, l'une des problématiques de ce chapitre est de mieux comprendre le ré-engraissement saisonnier via notre base de données haute fréquence et le suivi de différents proxys. La seconde problématique est d'étudier l'influence des vagues et de la marée sur la réponse de la plage en saison estivale, mais également d'estimer la possible influence de l'hiver, et de la morphologie de la plage à la fin de l'hiver, sur la saison estivale suivante.

5.1.1 Conditions de houle au cours des deux périodes estivales

Pour répondre aux problématiques de cette partie, des levés DGPS ont été réalisés sur la plage de Biscarrosse pendant deux étés consécutifs, en 2016 et 2017. Les périodes dites « estivales » sont déterminées comme étant les périodes entre deux hivers, et durant lesquelles les conditions hydrodynamiques sont plus calmes, elles s'étendent donc de mi-avril à fin octobre (patches fig. 5.1.1.1). Le figure 5.1.1.1 représente les conditions hydrodynamiques durant les étés 2016 et 2017 modélisées par 20 m de profondeur : la hauteur significative des vagues (H_s), la période pic (T_p) et l'incidence des vagues par rapport à la côte (I). Les astérisques rouges correspondent aux levés DGPS réalisés et exploitables : 22 levés ont été analysés durant l'été 2016, et 29 durant le suivant. A noter, la fréquence d'acquisition est plus faible pendant l'été qu'en hiver, en raison de changements morphodynamiques généralement plus lents en été. Le tableau 5.1.1.1 résume les principales caractéristiques hydrodynamiques des deux étés étudiés : H_s , T_p , énergie des vagues, flux d'énergie des vagues, vitesse de groupe des vagues (C_g) et composante longshore du flux d'énergie des vagues (P_y). L'été 2017 a été marqué par des amplitudes de vagues plus importantes qu'en 2016, avec des vagues pouvant atteindre les 5 m (en Octobre), contre 4 m en 2016 (fin avril), et des minimas proches de 0,30 m en 2017 pour 0,40 m en 2016. Néanmoins, que ce soit pour l'été 2016 ou 2017, un épisode de fortes vagues, de mêmes amplitudes pour les deux périodes, a été enregistré au début de l'été (fin avril, début mai), ainsi qu'au mois de juin. En 2017, l'énergie maximale est 33% plus importante qu'en 2016, et l'énergie moyenne de 21%. De façon comparable, le flux d'énergie des vagues maximal est doublé en 2017 comparé à 2016 ; le flux longshore, qu'il soit maximal ou moyenné, est supérieur d'environ 30% (respectivement 28% et 33%) en 2017.

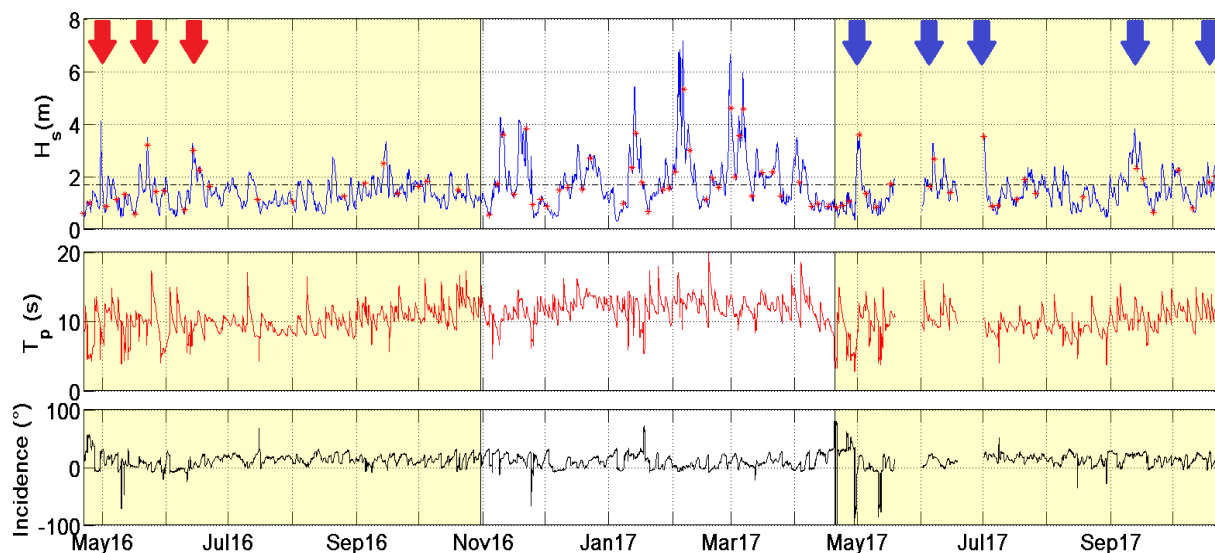


Figure 5.1.1.1: Conditions hydrodynamiques durant la période d'étude: la hauteur significative des vagues (H_s), la période pic (T_p), l'incidence des vagues par rapport à la côte (I); les astérisques rouges correspondent aux dates des levés DGPS. Les fleches indiquent les pics de vagues pendant les étés 2016 (rouge) et 2017 (bleu).

Tableau 5.1.1.1: Comparaison des principales caractéristiques hydrodynamiques durant les deux étés étudiés par 20m de profondeur.

	Été 2016	Été 2017	Différences
Hs max (m)	4,10	5,01	18%
Hs min (m)	0,44	0,34	23%
Hs moyennée (m)	1,36	1,50	9%
Tp max (s)	17,24	16,40	5%
Energie max (J)	$2,11 \cdot 10^4$	$3,15 \cdot 10^4$	33%
Energie moyennée (J)	$2,64 \cdot 10^3$	$3,36 \cdot 10^3$	21%
Flux d'énergie max (J/m)	$2,22 \cdot 10^8$	$4,62 \cdot 10^8$	52%
Flux d'énergie min (J/m)	$2,67 \cdot 10^6$	$7,71 \cdot 10^5$	71%
Cg max (m/s)	18,01	17,37	3%
Py max	$4,80 \cdot 10^7$	$6,66 \cdot 10^7$	28%
Py moyenné	$4,30 \cdot 10^6$	$6,43 \cdot 10^6$	33%

La figure 5.1.1.2 présente l'évolution des flux d'énergie cumulés (normalisés en haut et non normalisés en bas) durant les deux étés étudiés. En 2016, trois pics, soulignés par les flèches rouges sur la figure 5.1.1.2, sont observables au début de l'été (jusqu'en juin), ils comptent à eux seuls pour 30% du flux d'énergie total de la saison. Ces trois pics sont à corrélérer avec des pics de hauteurs de vagues, également mis en relief sur la figure 5.1.1.1 par des flèches rouges. En 2016, l'été a donc été marqué

par de fortes énergies principalement en début de saison. Il est plus difficile de comprendre les flux d'énergie en début de saison 2017 du fait du manque de données. Néanmoins, comme pour 2016, un premier pic est visible en mai, comptant pour un peu moins de 10% de l'énergie totale, et correspondant au pic de hauteurs de vagues visible en figure 5.1.1.2. Un second pic, moins important que le premier, est enregistré au début du mois de juin. Un troisième pic est également visible à la fin du mois de juin/ début du mois de juillet, même si sa limite inférieure n'est pas clairement définie, du fait du trou dans le jeu de données. En fin de saison (septembre et octobre), deux pics ont été enregistrés, comptant chacun, au maximum, pour 20% du flux total de l'énergie. Toutefois, du fait de la présence de deux trous dans le jeu de données, les pourcentages exprimés représentent les pourcentages maximaux atteints pour chaque évènement. Néanmoins, aucune grosse dépression météorologique n'a été enregistrée durant les périodes manquantes : l'énergie cumulée totale ne sera donc pas significativement changée.

Ainsi, l'été 2016 est caractérisé par des flux d'énergie relativement uniformes, alors que l'été 2017 présente une évolution des flux en dents de scie.

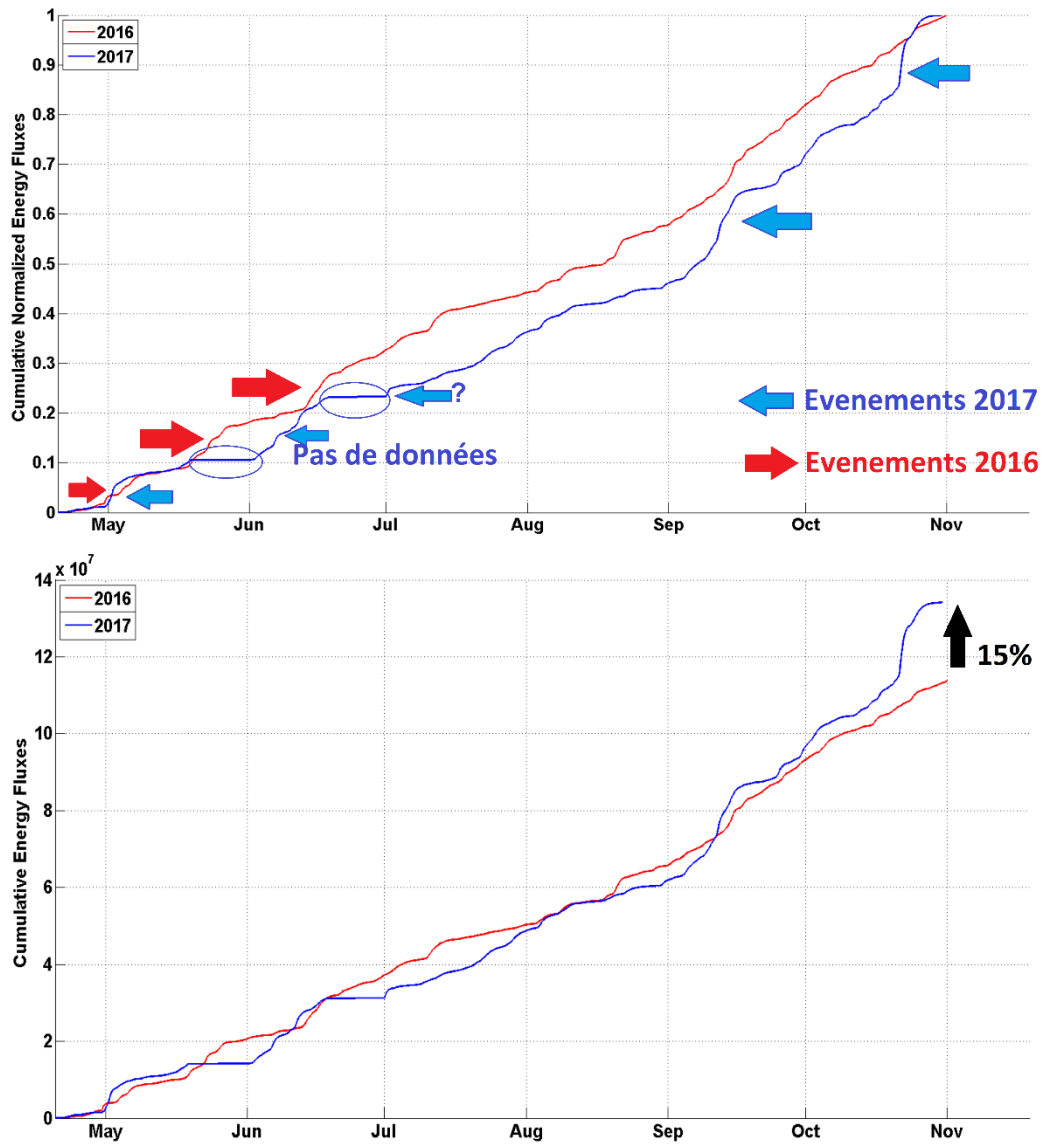


Figure 5.1.1.2: Haut: Flux cumulés normalisés de l'énergie des vagues pour l'été 2016 (en rouge) et 2017 (en bleu), Bas : Flux cumulés, non normalisés, de l'énergie des vagues pour l'été 2016 (en rouge) et 2017 (en bleu)

5.1.2 Profils moyennés

Les profils présentés dans cette partie sont moyennés le long des 700 m de plage relevés à chaque levé, afin d'obtenir un profil cross-shore unique et représentatif de la morphologie générale de la plage. Les profils moyennés permettent de souligner les principaux échanges sédimentaires entre les différents compartiments de la plage (haut de plage.....), en négligeant dans un premier temps la dynamique longshore. Néanmoins, en se basant sur les étapes de la reconstruction décrites précédemment à savoir un raidissement du profil, une progradation et une aggradation de la berme

(e.g. Phillips, 2017) les profils moyens semblent être un premier outil performant pour décrire l'évolution estivale de la plage (e.g. Splinter et al., 2011 ; Brooks et al., 2017) et la dynamique cross-shore du système.

5.1.2.1 Été 2016

La figure 5.1.2.1 résume la dynamique du profil de plage moyenné de Biscarrosse pendant l'été 2016, en présentant plus particulièrement 9 profils moyennés représentatifs de cette reconstruction cross-shore de la plage. Le premier profil, extrait du levé du 22 avril 2016 (pointillés bleus) montre une forme de profil d'équilibre de fin d'hiver : la plage est plutôt dissipative et de profil concave. Entre le 22 avril et le 17 mai (tirets bleu foncé), une élévation de tout le niveau de la plage d'environ 70 cm est observée. La berme se reforme se traduisant par gonflement progressif de la partie supratidale (profils vert et rouge) de la plage jusqu'à atteindre son maximum le 01 août 2016 (profil bleu pétrole, + 1 m par rapport au profil du 17 mai), ainsi qu'une érosion, également progressive, de la plage intertidale (-1m par rapport au profil du 17 mai). Une fois ce maximum atteint, la crête de la berme semble reculer vers la dune (profil du 14 septembre en magenta) pour revenir engraisser le pied de dune. Enfin, une érosion de la crête de la berme s'initie (courbes noire et cyan) ; une accumulation sédimentaire est également observable au niveau de la zone intertidale supérieure.

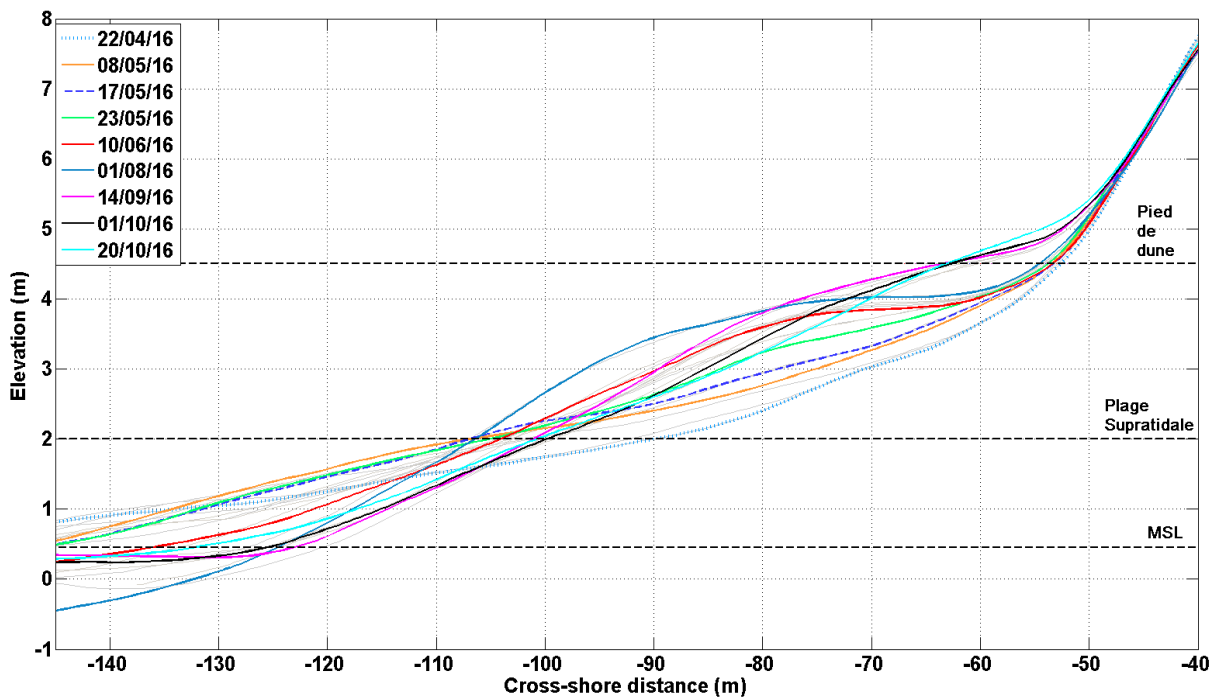


Figure 5.1.2.1: Profils cross-shore moyennés, extraits pour la période allant du 22 avril 2016 au 20 octobre 2016.

La figure 5.1.2.2 est un résumé des principales étapes de la reconstruction de la plage de Biscarrosse pendant l'été 2016. Ce ré-engraissement saisonnier semble parfaitement correspondre aux étapes décrites par Phillips en 2017. En effet, la reformation de la berme, qui est l'indicateur principal du ré-engraissement estival, est amorcée par un dépôt sédimentaire en bas de plage par les vagues dès le début de l'été (en mai). Cette étape est suivie par une progradation et une aggradation de la crête de la berme jusqu'à atteindre son élévation maximale (entre juin et juillet). Le sédiment est alors disponible pour venir engraisser le pied de dune, puis la dune dans son ensemble ; une migration onshore est initiée à la fin de la saison. Dans le cas de l'été 2016, le transport sédimentaire cross-shore semble être dominant, marqué par des échanges préférentiellement dirigés de la zone intertidale vers la supratidale en début de saison, et inversement à la fin.

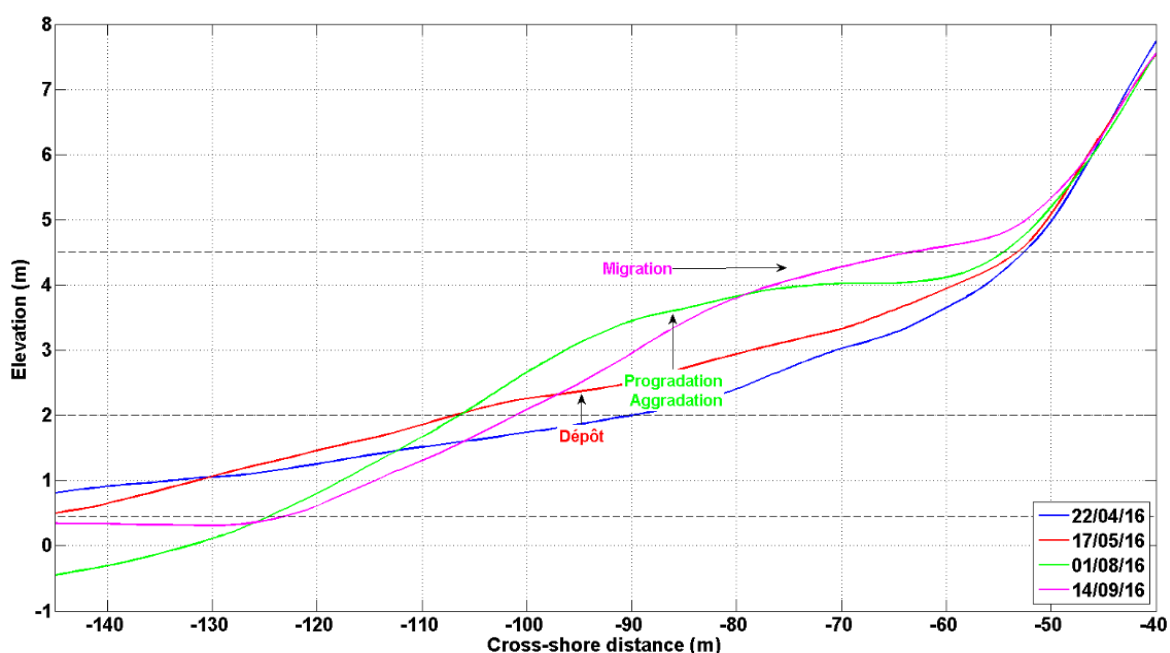


Figure 5.1.2.2: Principales étapes du ré-engraissement saisonnier durant l'été 2016.

5.1.2.2 Eté 2017

Comme pour l'été précédent, 11 profils de plage moyennés ont été tracés, dans le graphique suivant (fig. 5.1.2.3), avec pour même objectif le suivi de la dynamique du profil de plage moyenné durant la saison estivale de 2017. Le profil de début de saison (24 avril 2017) présente un bombement juste au-dessus de la limite de la plage supratidale pouvant correspondre à une petite berme, ce qui est atypique pour un profil de fin d'hiver. Jusqu'en début mai (levé du 5 mai), le profil tend à être linéarisé

par une érosion de la plage supratidale et de la berme, et un dépôt de sable au niveau de la partie supérieure de l'intertidale. La deuxième quinzaine de mai est, quant-à-elle, marquée par une forte accrétion de la plage supratidale (+ 80 cm). Cette accrétion de la zone supratidale se poursuit, au détriment de l'intertidale qui est érodée, jusqu'à atteindre une berme plutôt bien formée en juin ; le 22 juin, la crête de la berme est accrétée de +1 m par rapport au profil du 23 mai. A partir de fin juin et jusqu'en octobre, la berme est érodée (-1,5 m) ; cette érosion semble se faire au profit de la zone intertidale qui est engraisée durant cette même période (+1,5 m). Etonnamment, la fin octobre est caractérisée par une érosion d'une dizaine de centimètres du haut de la plage intertidale, et d'une élévation de la supratidale de 50 cm au maximum.

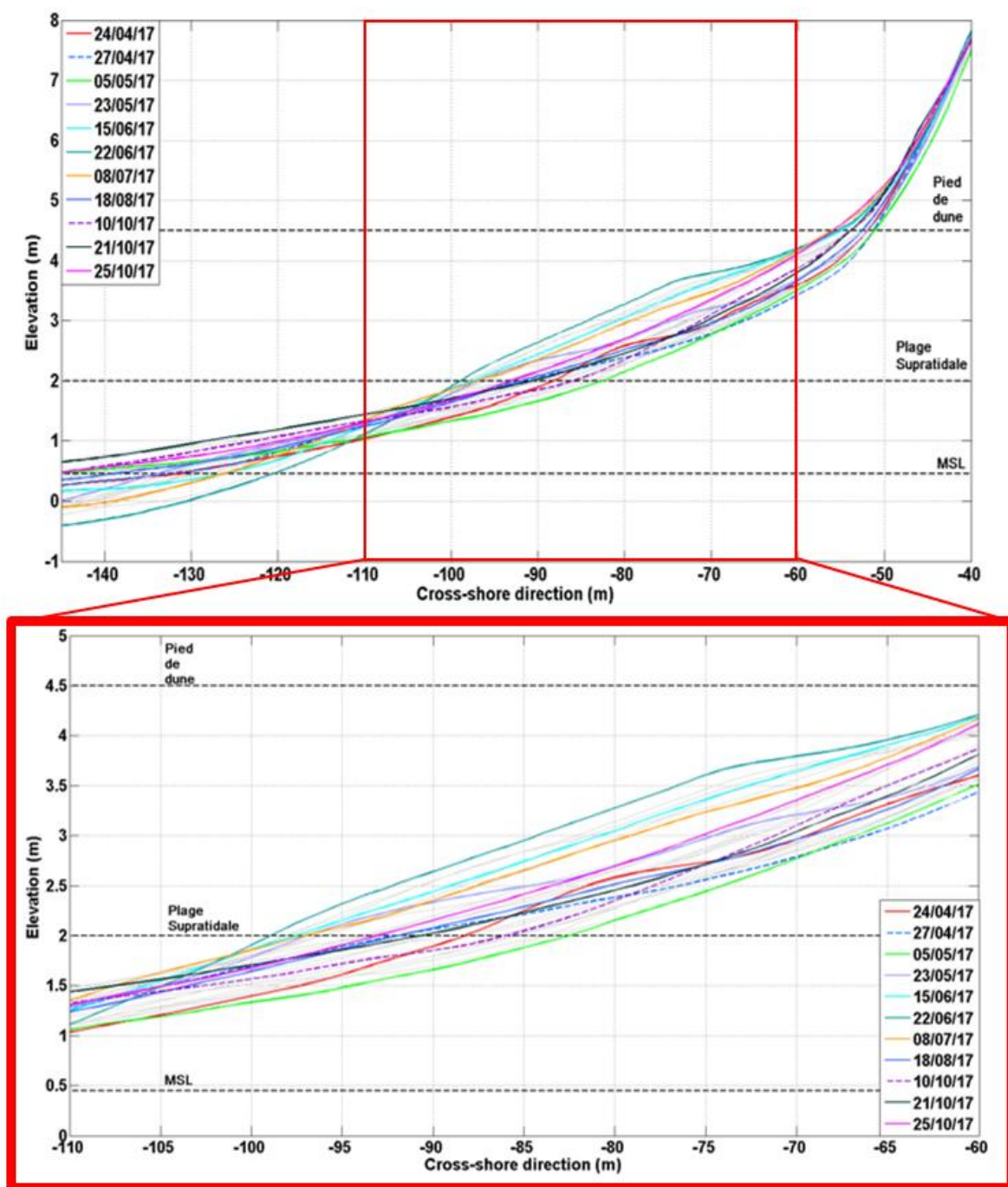


Figure 5.1.2.3: Profils cross-shore moyennés, extraits pour la période allant du 24 avril 2017 au 25 octobre 2017. L'encadré rouge correspond à la zone concernée par le zoom, tracé dans le deuxième graphique.

Comme précédemment, la figure 5.1.2.4 compile les principales étapes de l'évolution saisonnière de l'été 2017. Les premiers dépôts sédimentaires correspondant à la première étape de la reconstruction de la berme ne sont efficaces qu'à partir de fin mai. Ils ne se font pas de façon uniforme comme à la saison précédente : deux zones d'accumulation sont visibles dans la zone supratidale du profil rouge (23 mai 2017). S'en suit alors l'étape de progradation/aggradation observée en 2016 et habituellement

observée dans ce type d'environnement (e.g. Philips, 2017) qui permet à la berme d'accumuler du sédiment, bénéficiant très vraisemblablement du sédiment érodé en zone intertidale. Fin juin, la berme atteint sa hauteur maximale, et subit une érosion complète durant les mois suivants, engraisant le bas de plage (profil du 18 août). L'année 2017 présente donc une version peu classique et accélérée des étapes décrites par les études précédentes (e.g. Morton et al., 1994).

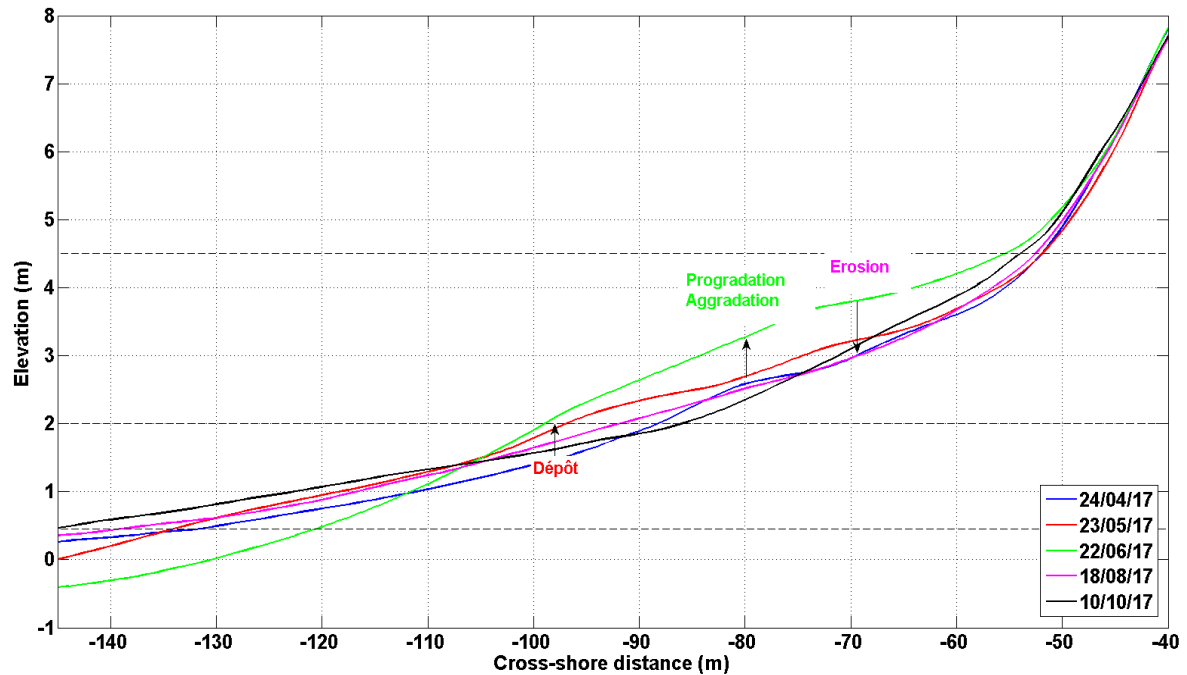


Figure 5.1.2.4: Principales étapes du ré-engraissement saisonnier durant l'été 2017.

En comparant les saisons estivales de 2016 et 2017, la période de reconstruction en 2016 est bien plus longue mais plus efficace qu'en 2017 : la berme est maintenue tout l'été, et même le pied de dune a pu être engraisé. En 2017, au contraire, la berme est rapidement reconstruite (fin juin), mais aussi rapidement érodée. L'approche cross-shore de la dynamique de Biscarrosse par le biais du suivi d'un profil moyenné indique que les deux saisons de ré-engraissement de la plage ne présentent donc pas la même dynamique temporelle et spatiale.

5.1.3 Cartes topographiques différentielles : approche 3D

Le ré-engraissement saisonnier est qualifié de complet lorsque la dune, la berme et le trait de côte ont retrouvé leur volume, ou position, initial. Nous avons pu constater que la dynamique décrite par Morton et al. (1994) et reprise par Phillips (2017) est une approche idéalisée. Le suivi topomorphologique du système plage/dune permet de rendre compte de l'évolution cross-shore et

longshore du système. Dans cette partie, nous nous intéresserons donc à l'approche 3D de l'évolution morphologique de la plage de Biscarrosse durant les saisons estivales.

5.1.3.1 *Eté 2016*

La figure 5.1.3.1 montre l'évolution morphologique de la plage de Biscarrosse pendant la saison estivale 2016. A gauche, la carte topographique du 20 octobre 2016 (en haut) présente la plage après la saison estivale. On observe une plage supratidale ($Z > 2$ m) plutôt large et bien développée ; la carte présentée juste en dessous est celle du 22 avril 2016, c'est-à-dire à la sortie de l'hiver avant la saison estivale. On observe clairement que la plage supratidale est plus courte ; La dernière figure représente les différences d'altitude calculées entre les deux cartes précédentes et permet donc d'avoir une vision 3D des variations altimétriques de la plage au cours de la saison estivale. La figure est complétée en reprenant le tracé des profils cross-shore, moyennés, pre et post-saison estivale déjà présentés précédemment (à droite).

La carte des différences d'altitude met en relief la formation, pendant l'été, d'une berme de 1,5 à 2 m de hauteur sur le haut de plage, représentée sur la carte par la barre longitudinale dans les tons rouges. Il est également possible de remarquer un abaissement du niveau de la plage intertidale supérieure ($Z < 2$ m) d'environ 1 m. Cette carte 3D permet de conforter la pertinence de l'approche 2D moyennée pour comprendre les principales étapes de la reconstruction de l'ensemble de la plage : une érosion de la plage intertidale supérieure inférieure à 1 m (entre les limites MSL et 2 m), associée à une accrétion de la plage supratidale entre 50 cm et 1 m. Ces profils supposent un déplacement du bas de plage vers le haut de plage pendant l'été 2016.

Néanmoins, une variabilité longshore de la réponse saisonnière de la plage est également nettement visible. En effet, l'extrémité nord de la zone d'étude ($x > 200$ m) est marquée par une faible accrétion du haut de plage, d'une faible érosion du bas de plage, et d'une accrétion de presque 1 m de l'extrémité offshore de la zone intertidale.

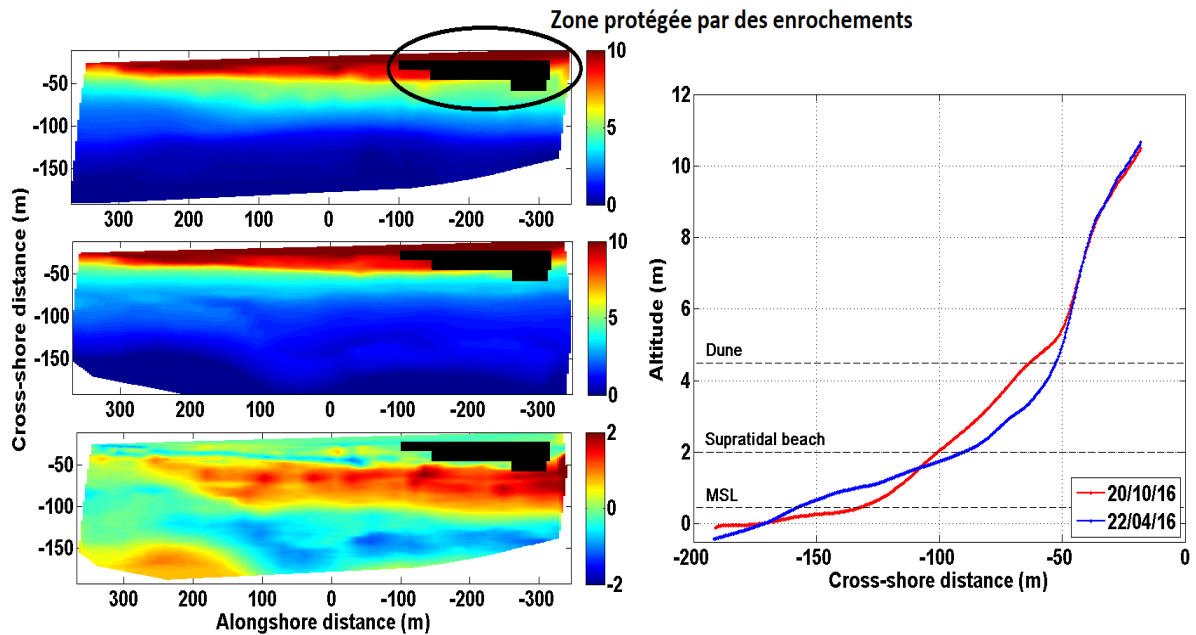


Figure 5.1.3.1: Evolution morphologique de la plage de Biscarrosse pendant la saison estivale 2016. Gauche du haut vers le bas : carte topographie du 20 octobre 2016, carte topographique du 22 avril 2016, carte différentielle, Droite : Profils moyens.

La figure suivante (5.1.3.2) permet d’entrer dans le détail de l’évolution morphologique pendant la saison estivale 2016 : les cartes différentielles mettent en relief les évolutions d’un levé à l’autre. Elles sont obtenues en calculant la différence d’altitude entre les morphologies finale et initial de la plage. Les cartes topographiques qui ont servi à construire les cartes différentielles présentées dans la figure 5.1.3.2 sont présentées dans l’Annexe III.

La morphologie du 22 avril 2016 est une morphologie typique de fin d’hiver, avec une plage supratidale plutôt courte et une pente de haut de plage relativement raide ($4,3^\circ$) qui contraste avec un bas de plage présentant une très faible pente de plage ($1,2^\circ$). Entre les dates du 22 avril au 8 mai, un engraissement de la plage supratidale est mesurable (+1 m) et on observe de manière synchrone une érosion de la plage intertidale supérieure. Cette accretion de la plage supratidale semble être l’initiation de la reconstruction de la berme en conditions énergétiques importantes pour l’été 2016 (cf. fig. 5.1.1.2). Au début du mois de mai, la reconstruction de la berme se poursuit dans la partie Nord de la plage, et des structures 3D apparaissent. Ces structures, appelées croissants de plage (cf paragraphe 1.1.4), se forment sur une berme « en bonne santé », c’est-à-dire suffisamment stable. La fin du mois de mai (du 12 au 27) est caractérisée par une élévation de + 1 m de la plage supratidale Sud et de la formation d’un deuxième jeu de croissant dans la partie Nord ; la plage intertidale est érodée, supposant un transfert de sédiment cross-shore pour nourrir la berme. Entre les levés des 27

mai et 10 juin, le système de croissants semble s'étendre vers le Sud de la plage, soit via une migration longshore, soit via la formation de croissants dans la partie Sud ; la plage intertidale supérieure est de nouveau en érosion. Du 10 au 22 juin, le deuxième jeu de croissant disparaît (par migration et/ou par érosion) et la plage intertidale varie (érosion/accrétion) longitudinalement. Une forte érosion de la plage intertidale est visible (de -1 à -1,5 m) au début du mois de juillet, semblant mettre du sédiment à disposition de la berme Sud de la plage qui s'engraisse significativement (+1,5 m). Peu de changements sont observables durant le mois de juillet : la berme reste stable, les croissants aussi, un second système de croissants semble même se former. Le mois d'août est caractérisé par une élévation de la crête de la berme (aggradation), et par la présence d'un système de croissant en haut de plage, et d'un autre en bas de plage. Entre le 26 août et le 5 septembre, la crête de la berme migre vers le large (progradation) et le deuxième jeu de croissants semble disparaître (érosion, comblement des baies lors de la migration ou migration ?). Septembre est marqué par une érosion de la crête de la berme ; les croissants semblent eux-aussi être érodés, surtout au niveau des deux extrêmes (Sud et Nord) de la plage. Entre le 21 septembre et le 5 octobre, l'extrémité Nord de la plage est en accrétion (sur tout son profil), le reste de la plage intertidale en érosion, et la supratidale Sud en accrétion avec présence de croissants. La fin de l'été 2016 est marquée par une érosion de la berme, une migration des croissants vers les terres et une accrétion de la plage intertidale supérieure.

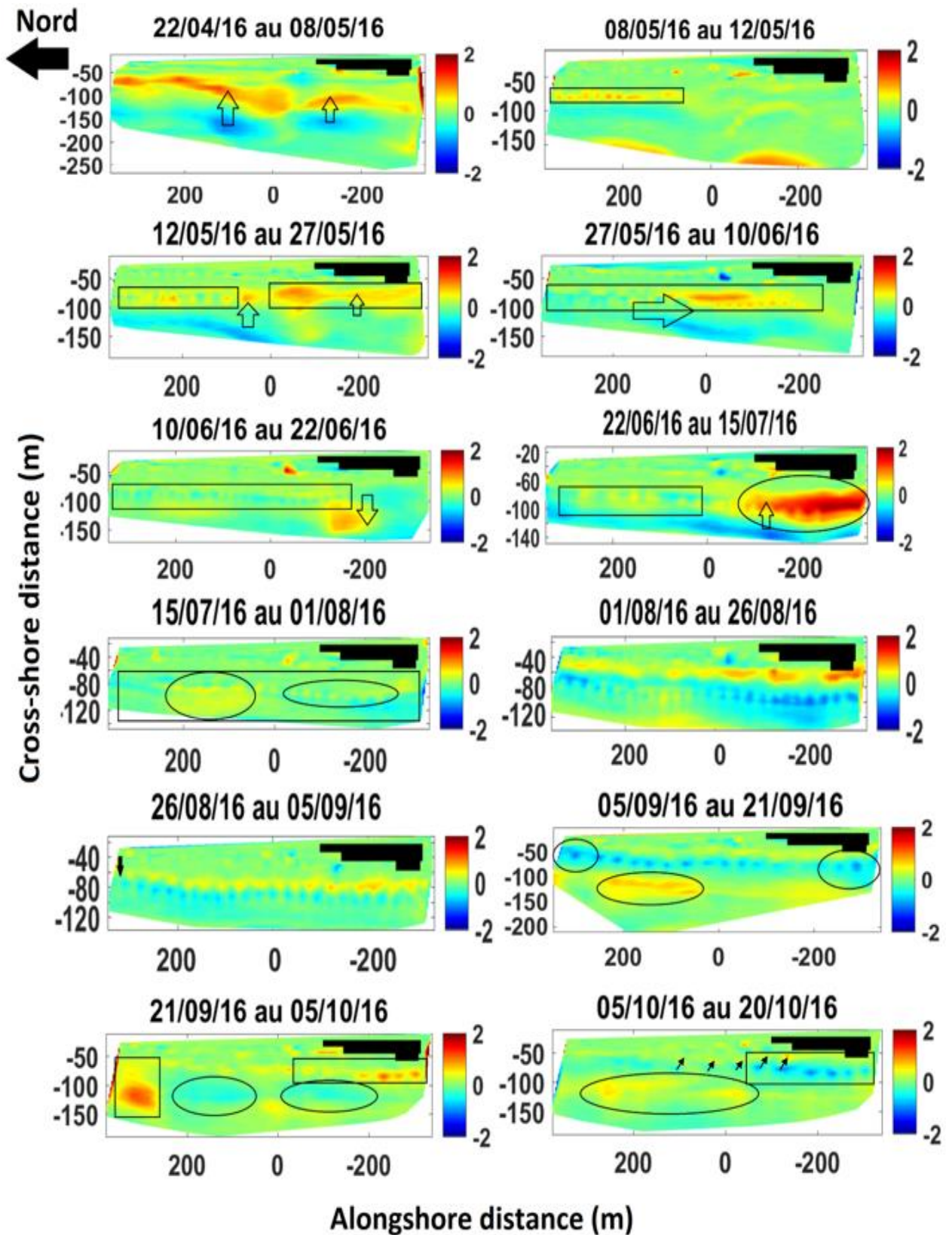


Figure 5.1.3.2: Evolution morphologique au cours de la saison estivale 2016.

5.1.3.2 Été 2017

Comme dans la partie précédente, la figure 5.1.3.3 montre l'évolution topographique et morphologique de la plage de Biscarrosse, mais cette fois pendant la saison estivale 2017. A gauche, la carte topographique du 25 octobre 2017 (en haut) représente la plage à la fin de la période estivale ; la plage supratidale est observable, sa largeur varie le long de la plage. La carte suivante (au centre, à gauche) est celle du 21 avril 2017 (avant la période estivale et à la sortie de l'hiver) ; on y observe la présence de croissants dans la partie Nord de la plage supratidale. Enfin, la dernière carte représente les différences morphologiques calculées entre les deux cartes. Comme précédemment, les profils cross-shore moyennés, pre et post-saison estivale (à droite), sont également représentés.

La carte des différences morphologiques met avant tout en relief la variabilité longshore de la plage durant l'été 2017. Une berme bien formée est visible dans la partie Sud de la plage (+1 m), toute la plage Nord est en accrétion (+1 m), la plage centrale en érosion (-1 m au maximum), et l'intertidale Sud également en accrétion (+0,4 m). Les baies des croissants présents au début de la saison semblent avoir été comblées et le profil linéarisé.

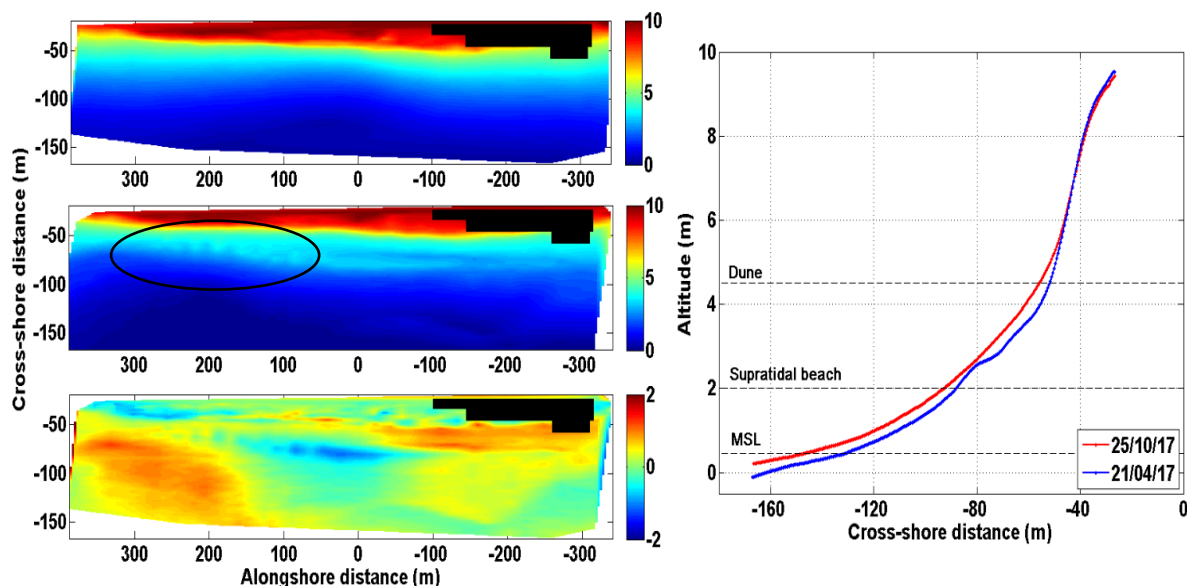


Figure 5.1.3.3: Evolution morphologique de la plage de Biscarrosse pendant la saison estivale 2017. Gauche du haut vers le bas : carte topographie du 25 octobre 2017, carte topographique du 21 avril 2017, carte différentielle, Droite : Profils moyens.

La figure 5.1.3.4 présente les cartes différentielles calculées pour l'été 2017, afin de mieux suivre les évolutions morphologiques de la plage et la variabilité longshore ; elles sont obtenues à partir des cartes topographiques en Annexe IV. A la fin de l'hiver, une légère érosion du haut de la plage intertidale est observable ; le sédiment disponible semble avoir été poussé un peu plus haut sur la plage, au niveau de la plage supratidale formant une ligne d'accrétion dans la longueur de la plage ($y = -70$ m environ). Durant la période suivante (du 24 avril au 05 mai), la plage supratidale subit une érosion (jusqu'à -1 m) permettant une accrétion de la zone intertidale. Entre les 5 et 10 mai, la partie inférieure de la plage intertidale est érodée ; la supérieure accrétée. De plus, la plage supratidale est également en période d'accrétion, une berme commence à se définir et quelques croissants de plage semblent se former. La période suivante (10 au 17 mai) est caractérisée par un comblement du haut de plage qui n'avait pas été accrété durant la période du 5 au 10 mai ; la plage ne montrant pas d'érosion significative pouvant expliquer un échange sédimentaire, le transport cross-shore généralement observé en période de reconstruction estivale ne semble pas être dominant. La berme se reconstruit de façon significative à la fin du mois de mai (de $+1$ à $+1,5$ m) au détriment de la plage intertidale qui perd de 1 à $1,5$ m d'altitude suggérant, cette fois-ci, un transfert cross-shore allant du bas vers le haut de plage. Les structures 3D marquées sur la longueur de la berme indiquent la présence de croissants de plage bien formés. Peu de changements sont remarquables au début du mois de juin, à part une progradation de la crête de la berme dans la partie Sud de la plage supratidale. Du 5 au 15 juin, un deuxième système de croissants se met en place en bas de plage. Les jours suivants sont caractérisés par une accrétion de la berme et une linéarisation (par érosion, comblement ou migration) du deuxième jeu de croissants. La fin du mois de juin ayant connu de fortes conditions de houle (fig. 5.1.1.1), la crête de la berme est érodée ($-1,5$ à -2 m) et une partie du sédiment est déposée dans la partie supratidale ($+1,5$ m). Du 1^{er} au 26 juillet, les échanges cross-shore semblent dominants: dans un premier temps, on note un transfert de la zone intertidale vers la zone supratidale, et dans un second temps, des échanges orientés en sens inverse, de la zone supratidale vers l'intertidale. S'en suit alors une alternance érosion/dépôt/érosion/dépôt le long de la plage marquant l'importance de la variabilité longshore. Cette alternance semble s'inverser à la période suivante (18 août au 13 septembre) symbolisant un potentiel transport de sédiment longshore. A la fin du mois de septembre, l'alternance décrite précédemment est toujours visible mais cette fois, les zones qui étaient en accrétion (respectivement en érosion) sont légèrement érodées (respectivement très accrétées). Cette variabilité longitudinale de la réponse de la plage de Biscarrosse reste marquée jusqu'à la fin du mois d'octobre.

5.1.3.3 *Bilan*

Les cartes morphologiques différentielles permettent de vérifier la pertinence de l'approche 2D (via les profils cross-shore moyennées) : par exemple, en 2017, la variabilité longshore plus marquée qu'en 2016, nécessite une approche 3D. En résumant les évolutions des deux étés, il semble que les processus dominant chaque saison soient différents. En effet, l'été 2016 semble dominés par des processus cross-shore : le ré-engraissement est initié par des conditions de houle suffisantes, et la berme se met en place par dépôt de sédiment en bas de la zone Nord de la plage, celui-ci est ensuite poussé vers le haut de plage. Enfin, des transferts sédimentaires secondaires permettent à la berme de bien se développer dans la partie Sud. L'été 2017 semble être à la fois dominé par des processus cross-shore, en début de saison, et par des processus longshore par la suite. Là encore, des conditions énergétiques suffisantes, mais pas trop importantes tout de même, sont nécessaires au transport sédimentaire à la base de la reconstruction de la berme. Contrairement à celle de l'été 2016, la berme en 2017 n'est pas stable, des échanges sédimentaires viennent perturber la reconstruction estivale et les croissants sont peu visibles.

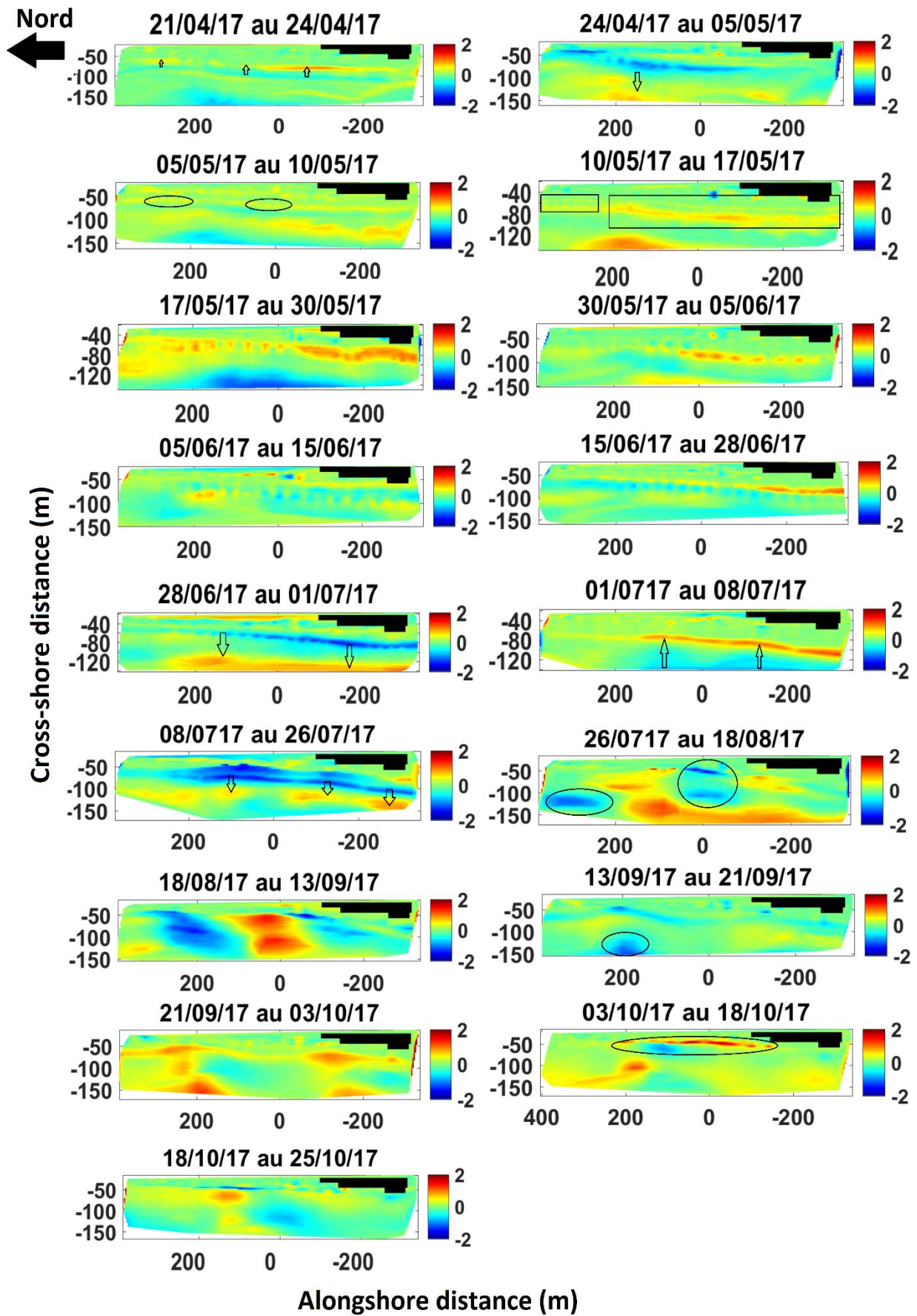


Figure 5.1.3.4: Evolution morphologique au cours de la saison estivale 2017.

5.1.4 Dynamique des structures 3D

La présence de croissants de plage à Biscarrosse (et plus généralement sur la côte Aquitaine) est caractéristique de la reformation de la berme en périodes estivales. La présence (ou non) de croissants pendant l'été peut être alors considérée comme un indicateur du bon ré-engraissement de la plage : les croissants ont tendance à se développer sur une berme stable, après la phase d'aggradation (fig. 5.1.3.2). Afin de compléter les observations faites à partir des cartes des différences morphologiques présentées précédemment (cf. 5.1.3), les cartes du suivi perturbation ont été construites. Selon la méthodologie présentée par Garnier et al. (2006), le suivi de la perturbation permet de mettre en relief les structures 3D (croissants, berme dans le cas de la plage de Biscarrosse) pour chaque levé, et ainsi, de pouvoir suivre la dynamique des croissants.

5.1.4.1 *Eté 2016*

La figure 5.1.4.1 présente les cartes du suivi de la perturbation tout au long de l'été 2016. Au 3 mai 2016, une fine berme commence à se former dans la partie Nord de la plage, en adéquation avec les observations faites précédemment. A partir du 12 mai, des croissants commencent à être visibles sur cette berme fraîchement reconstruite au Nord. Sur la carte du 23 mai, la berme au centre de la plage se met elle aussi en place ; autour du 31 mai elle se renforce (aggradation). Au 10 juin un deuxième système de croissants se développe en bas de plage dans les zones Nord et centrale de la plage. Ce deuxième système est finalement érodé entre les 14 et 22 juin. A partir du mois de juillet, la berme et des croissants sont visibles tout le long de la plage, y compris dans la partie Sud ; la berme est néanmoins moins haute dans la partie Nord (1 m) que sur le reste de la plage (de 2 à 3 m maximum). Début août, seuls les croissants du Nord semblent se maintenir ; le reste de la crête de la berme, toujours haute de 2 m, a été linéarisée. Fin août, la berme du Nord a quasiment disparue et seules quelques cornes de croissants sont encore marquées. En revanche, la berme des parties centrale et Sud reste stable et des croissants de longueur d'onde d'environ 20 m s'y développent jusqu'à la mi-septembre. La crête de la berme finit par être érodée pendant le mois d'octobre (migration vers la dune), les croissants également.

Tout au long de l'été 2016, des structures 3D ont été formées, puis détruites. Néanmoins, la berme est restée pendant toute la saison, même si une variabilité longshore est notable. Le suivi des croissants a permis de mettre en évidence une destruction de ces systèmes essentiellement par érosion des cornes.

5.1.4.2 *Été 2017*

L'été 2017 diffère significativement du précédent d'un point de vue de la réponse morphologique de la plage à la saison estivale. La morphologie à la fin de l'hiver est également différente : la zone au Nord de la plage présente un niveau très bas, alors que la partie Sud est plus élevée (fig. 5.1.4.2). La figure 5.1.4.2, compilant les cartes de perturbation de l'été 2017 montre que, quel que soit le jour de levé, la plage est partagée en deux zones : le Nord et le Sud. Le Nord est caractérisé par des couleurs bleues et donc un bas niveau du profil de la plage (supratidale et intertidale), alors que le Sud est représenté par des couleurs chaudes. Peu de changements sont visibles au début de la saison 2017 (jusqu'au 10 mai 2017) en comparaison avec le levé de départ. A partir du 17 mai, une fine berme est visible tout au long de la plage, un léger changement d'altitude est remarquable dans la partie Nord ainsi que la présence de croissants. La crête de la berme prograda progressivement et s'élève pour atteindre une altitude d'environ 2 m sur toute la longueur de la plage à la fin du mois de juin. Le jeu de croissants formé se développe lui aussi sur la berme : les cornes migrent légèrement vers le large et s'aggradent. Un deuxième jeu de croissants de longueur d'onde plus courte se construit même à partir du 22 juin. Dès le 1^{er} juillet, la berme est érodée, excepté au niveau de l'extrémité Sud de la plage. Le mois de juillet est une succession de reconstruction/destruction de la berme, et à la fin du mois, la berme est définitivement érodée. Seule la zone supratidale de l'extrémité Sud de Biscarrosse reste accrétée. A la fin de la saison, toute la plage dans son ensemble (Nord, Sud, supratidale et intertidale) est en accrétion de +1 m.

L'été 2017 est donc marqué par une forte variabilité longshore de la plage au début de la saison qui semble influencer sur la réponse saisonnière de la plage. Les structures 3D durant l'été 2017 sont plus localisées, dans le temps et dans l'espace, et moins stables qu'en 2016. Même si la totalité du profil de plage est accrété à la fin de la saison, le ré-engraissement saisonnier de Biscarrosse a été moins efficace en 2017 puisque la plage n'a pas retrouvé la morphologie dite « d'équilibre » d'avant l'hiver.

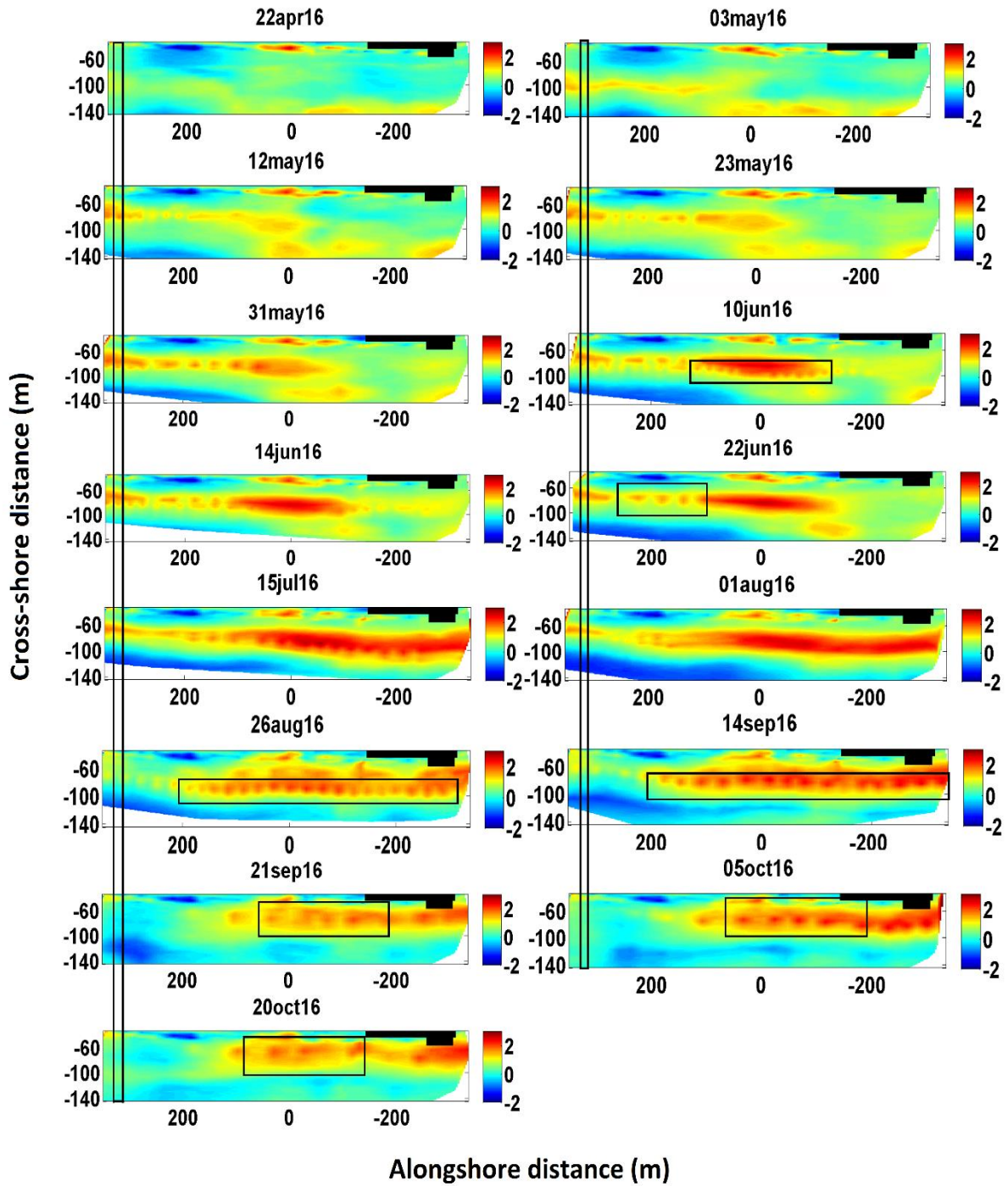


Figure 5.1.4.1: Suivi de la perturbation, liée à la présence de croissants de plage, durant l'été 2016.

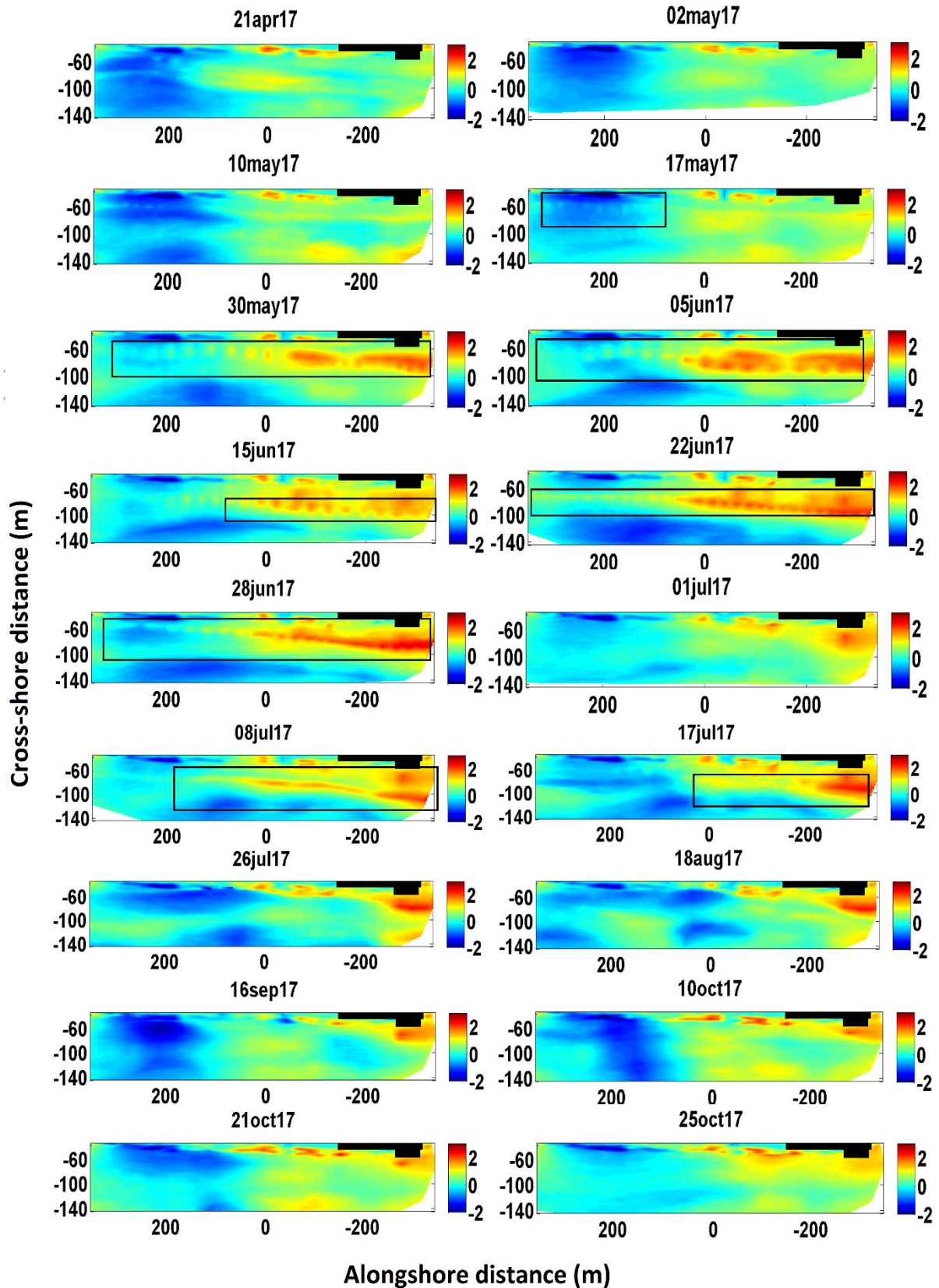


Figure 5.1.4.2: Suivi de la perturbation, liée à la présence de croissants de plage, durant l'été 2017.

5.1.4.3 Bilan

Les deux saisons estivales étudiées ont été très différentes en termes de présence de croissants, de stabilisation de la berme et de variabilité longshore de la réponse de la plage. La figure 5.1.4.3 est un histogramme reflétant la présence, constatée sur le terrain, de croissants de plage (et donc d'une berme bien formée), normalisée par le nombre d'observations de terrain (levés DGPS) par mois en pourcentage. Le tableau, à droite, correspond au nombre de levés par mois pendant les étés 2016 et 2017. En 2016 (en bleu), des croissants sont observés pendant 6 mois sur 7, contre 4 mois sur 7 en 2017 (en rouge). Les premiers croissants apparaissent en mai 2016 et sont observés dans 71% des levés de terrain ; ils restent présents tout le reste de la saison avec 100% d'observations sur le terrain. En 2017, 33% des levés du mois d'avril présentent des croissants de plage. Ce taux progresse, 66% en Mai, jusqu'à atteindre les 100% en juin, puis redescendre à 30% en juillet. Le reste de la saison 2017 est caractérisée par l'absence de croissants.

L'énergie de la perturbation (haut) et le taux global de l'énergie de la perturbation (bas) sont tracés dans la figure 5.1.4.4. L'énergie augmente lors de la formation de structures 3D sur la plage, comme la berme et les croissants. L'énergie de la perturbation en 2016 accroit progressivement entre avril et juillet pour atteindre son maximum à la fin juillet. Elle diminue ensuite pendant les mois suivants. En 2017, l'énergie augmente également et atteint son maximum à la fin du mois de juillet ; en revanche, ce maximum ne représente que 62% de la valeur maximale de 2016.

Un taux global d'énergie de la perturbation négatif (en rouge) correspond toujours à une période d'érosion, soit de la berme, soit des croissants. Plus ce taux est faible, plus le taux d'érosion est important ; par exemple, le pic minimum calculé pour l'été 2016 (-6.10^{-3}) est corrélé à la forte érosion de la berme et de ses croissants autour du 21 septembre 2016. De la même façon, le pic minimal de l'été 2017 (-15.10^{-3}) correspond à l'érosion massive des structures du 1^{er} juillet 2017. Au contraire, un taux global de l'énergie de la perturbation positif est corrélé à la présence d'une berme : plus le taux est important, plus l'altitude de la berme est élevée, celle-ci bien engraisée et présente sur la longueur totale de la plage. Le pic maximal de 2016 correspond à la berme de 2 m d'altitude présente tout au long du profil longshore sur plage, au mois de juillet. En 2017, chaque pic correspond également à la reconstruction de la berme ; ils sont plus ponctuels qu'en 2016.

En se basant sur nos résultats, la période de reconstruction de la plage en 2016 semble avoir été plus efficace, avec une berme présente plus souvent qu'en 2017 et des croissants observés dans 80% des levés de l'été.

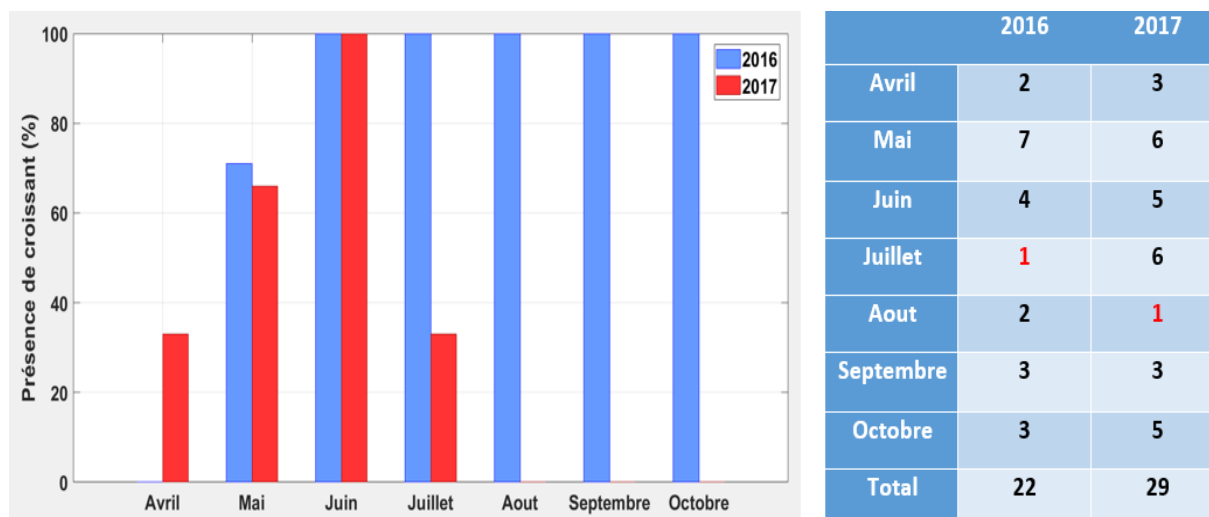


Figure 5.1.4.3: Gauche: Histogramme de la présence des croissants de plage, par mois, en pourcents. Droite: Tableau récapitulatif du nombre de levé DGPS par mois.

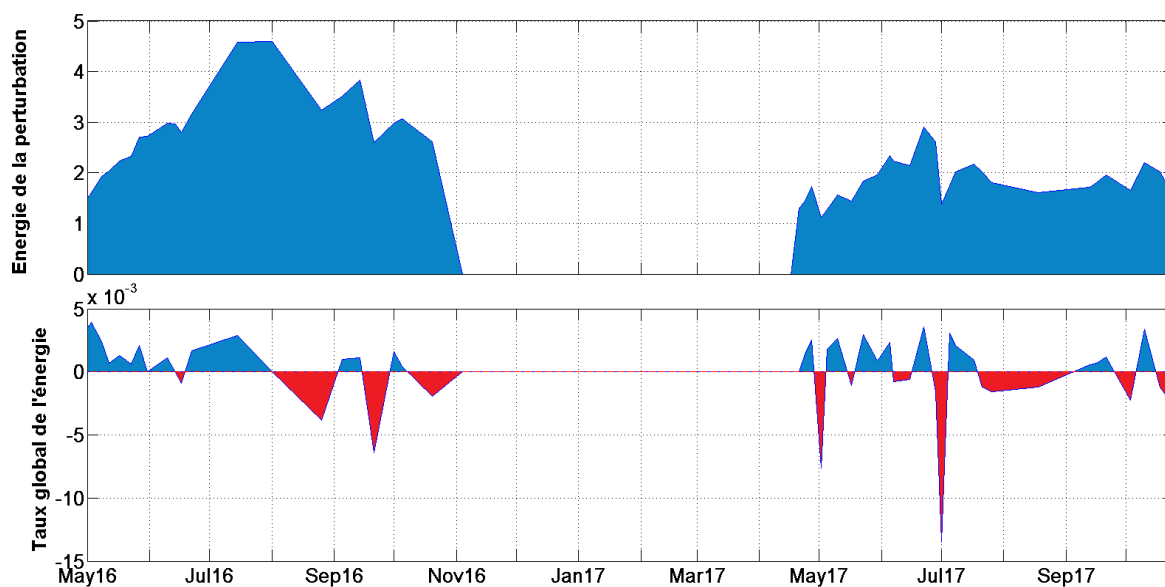


Figure 5.1.4.4: Haut: Energie de la perturbation, Bas: Taux global de l'énergie de la perturbation.

5.1.5 Isocontours

Les isocontours d'altitude sont des proxys couramment utilisés pour le suivi des plages et du trait de côte. Différents travaux se sont attelés à l'extraction d'isocontours sur la plage de Biscarrosse, à partir de données vidéo comme l'interface entre la ligne d'eau et le sédiment « sec » (Almar, 2009), ou encore un isocontour correspondant à une limite tidale (Sénéchal et al., 2009 ; Angnuureng, 2017). Ces études, comme la plupart des travaux publiés dans le domaine du suivi morphodynamique des plages sableuses, ne prennent souvent en compte qu'un seul proxy choisi comme étant représentatif du système. Ainsi, le proxy est identifié comme étant le « trait de côte » et aucune distinction n'est faite entre les différentes sections de la plage. Suivant l'exemple proposé par Castelle et al. (2015, 2018) pour la plage du Truc Vert située au Nord de Biscarrosse, nous avons extrait des isocontours représentatifs de la dune, de la plage supratidale et de l'intertidale.

La figure 5.1.5.1 compile les évolutions cross-shore de chacun des isocontours choisis durant toute la période d'étude ; les périodes estivales sont mises en avant par les patches de couleur. La dune est comprise entre les altitudes $Z=9$ et $4,5$ m, correspondant respectivement à la partie supérieure de la dune et à son pied ; la plage supratidale est située entre les limites du pied de dune et de la berme, soit $4,5$ et 2 m ; la plage intertidale (supérieure) est délimitée par les isocontours $Z=2$ et $0,45$ m. La limite basse de la plage intertidale correspond au niveau moyen de la mer (MSL). Enfin l'isocontour choisi par Angnuureng et al. (2017) sur ce même site et correspondant aux marées hautes moyennes de mortes eaux est également suivi, il correspond à une limite fixée à $0,40$ m au-dessus du MSL.

Les proxys du pied de dune et de la plage supratidale (respectivement $Z=4,5$ et 2 m) évoluent de façon similaire : une progradation estivale et un recul hivernal, on note néanmoins un léger déphasage. En revanche, l'évolution du bas de plage est différente du reste du système puisque la saison hivernale est caractérisée par un recul des proxys $Z=0,85$ et $0,45$ m, et la saison estivale par une progradation.

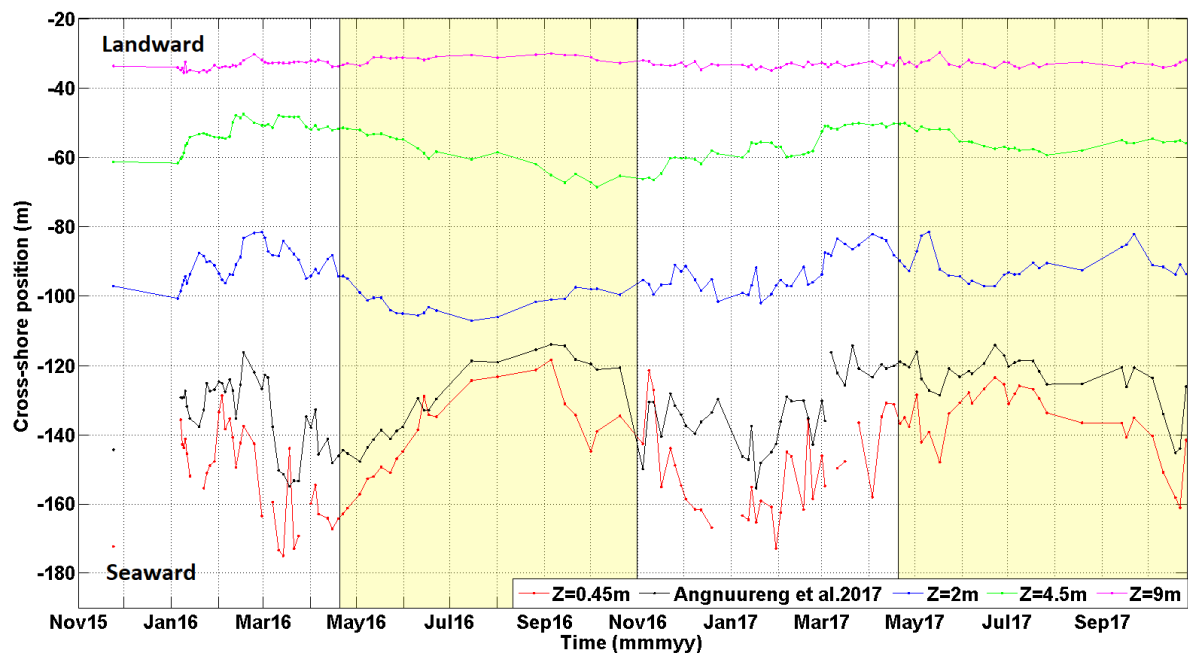


Figure 5.1.5.1: Evolution de la position cross-shore d'isocontours délimitant les trois sections de la plage : la dune entre 9 (magenta) et 4,5 m (vert), la plage supratidale entre 4,5 et 2 m (bleu), et la plage intertidale entre 2 et 0,45 m (rouge).

5.1.5.1 Été 2016

La figure 5.1.5.2 présente l'évolution cross-shore de la position des isocontours (haut) et la hauteur significative des vagues (en bas) pour l'été 2016. Le pied de dune (en vert) prograde tout au long de la saison (+20 m) et ne semble pas être influencé par les conditions de houle. La plage supratidale (bleu) migre vers le large (+15 m) entre mai et fin juillet, puis un changement de la direction de migration de l'isocontours 2 m, marqué par la flèche noire, s'opère. Ce changement ne semble pas non plus être directement lié aux conditions de vagues, mais reflète parfaitement le taux négatif de l'énergie de la perturbation du mois d'août et l'érosion des croissants de plage. Les tendances suivies par la plage intertidale (rouge et noir) sont en opposition à celles suivies par la supratidale. En effet, le début de la saison est marqué par ce qui semble être une migration onshore (vers la dune) des isocontours 0,45 et 0,85 m (respectivement -40 et -25 m), alors que la fin de la saison (après la flèche noire) est caractérisée par une migration offshore (environ +20 m pour les deux proxys). Néanmoins, la migration onshore des isocontours représentant la plage intertidale n'est pas synonyme d'une réduction de la largeur de la plage mais plutôt d'un abaissement du niveau de celle-ci en présence d'une berme ; cela suppose un échange cross-shore de sédiment entre le bas et le haut de plage. De plus, contrairement aux autres proxys, la plage intertidale est influencée par les vagues : une inflexion des courbes des proxys est visible après chaque pic de vague supérieur à 3 m.

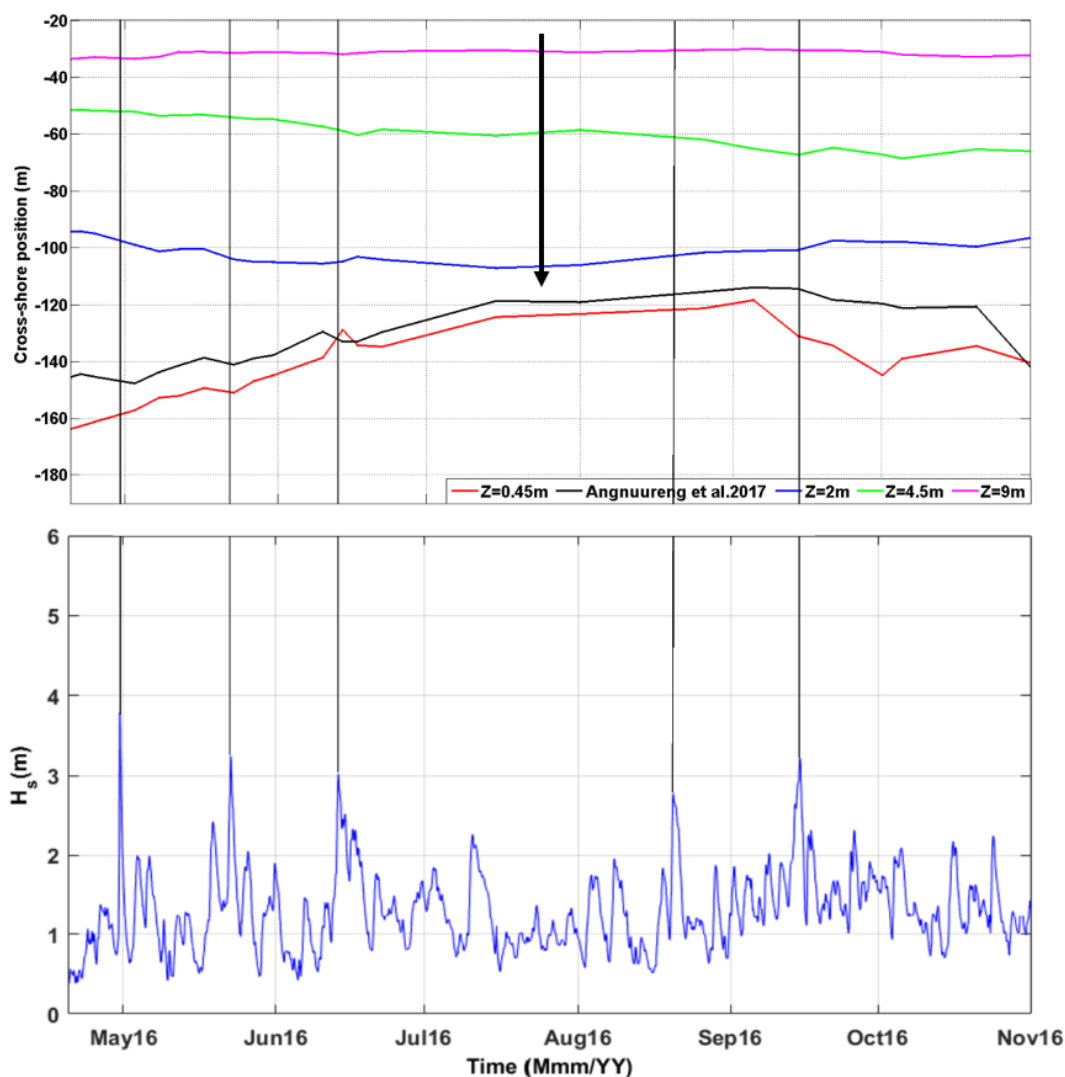


Figure 5.1.5.2: Haut : Evolution cross-shore de la position des isocontours pour l'été 2016, Bas : Hauteur significative des vagues pour la même période.

5.1.5.2 Été 2017

Comme pour l'été 2016, l'évolution de la position cross-shore des isocontours représentant les différentes sections de la plage a été tracée pour la saison 2017, et mise en relation avec la hauteur significative des vagues (fig. 5.1.5.3). Le proxy du pied de dune migre vers le large (+10 m) entre les mois de mai et d'août, pour ensuite reculer vers les terres de -5 m. L'évolution des plages supra- et intertidale est plus complexe en 2017 qu'en 2016, puisqu'en 2017, la morphologie de la plage est marquée par une forte variabilité longshore. En effet, le proxy de la plage supratidale prograde de +15

m entre la mi-mai et le début de juillet, puis recule de -10 m jusqu'à la mi-septembre, pour finir par prograder de nouveau de +15 m à la fin de l'été. La plage intertidale semble encore une fois être partiellement influencée par la houle supérieure à 3 m. De plus, elle semble suivre les mêmes tendances de migration que la plage supratidale, excepté entre les débuts mai et juillet (rectangle noir). Cette période de déphasage des réponses morphologiques des deux sections correspond au cycle de reconstruction saisonnier défini par la reformation de la berme et l'abaissement du niveau de la plage intertidale par transfert sédimentaire du bas vers le haut de plage. A la fin de l'été, la plage de Biscarrosse a subi une tempête avec des H_s supérieures à 5 m. Cette tempête a eu pour influence une forte érosion de la plage intertidale et un léger dépôt de sédiment au niveau de supratidale. Néanmoins, les processus cross-shore ne semblent pas dominant durant l'été 2017.

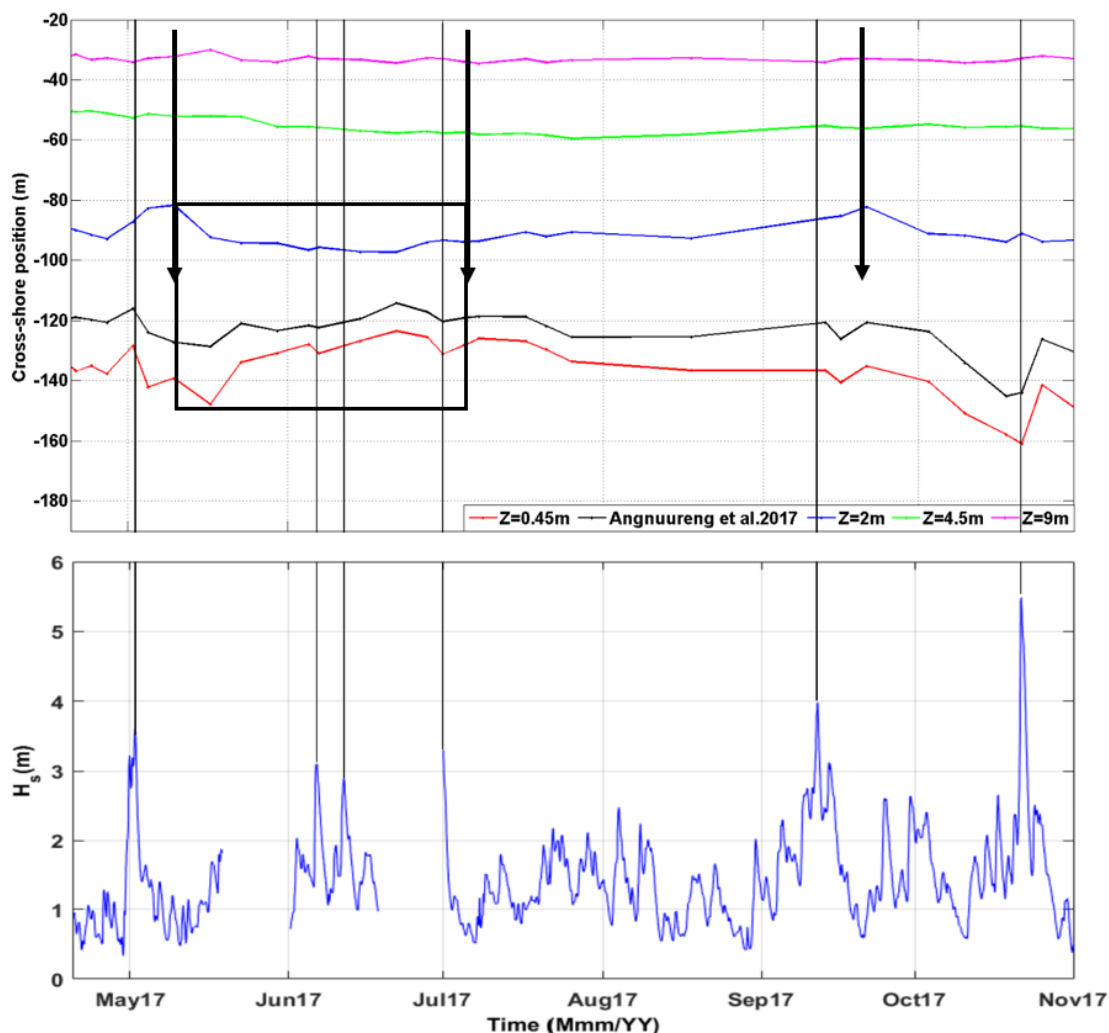


Figure 5.1.5.3:Haut : Evolution cross-shore de la position des isocontours pour l'été 2017, Bas : Hauteur significative des vagues pour la même période.

5.1.5.3 Bilan

En se basant sur la position de différents isocontours pendant les étés 2016 et 2017, il semblerait que seule la plage intertidale soit directement influencée par les vagues. De plus, les vagues ne dépassant pas le seuil de 3 m de hauteur significative n'affectent pas la morphodynamique de la plage. Typiquement, la période de ré-engraissement est définie par une migration de l'isocontour 2 m vers le large, du fait de la reformation de la berme, associée à une migration onshore des isocontours de la plage intertidale. Cette migration est due à la mise à disposition du sédiment du bas de plage, par les vagues, pour venir nourrir la berme en reconstruction. Ainsi, l'été 2016, qui est marqué par une longue période de ré-engraissement, semble être principalement influencé par des échanges sédimentaires cross-shore, ce qui n'est pas le cas de l'été 2017.

5.1.6 Volumes

L'un des proxys classiquement choisi pour suivre le ré-engraissement des plages est le volume de plage : la plage est considérée comme complètement reconstruite lorsque son volume post-été est revenu à sa valeur pre-hivernale (e.g. Morton et al., 1994 ; Vousdoukas et al., 2012 ; Castelle et al., 2015 ; Houser et al., 2015). Les volumes tracés dans la figure 5.1.6.1 sont calculés entre le MSL et l'isocontour $Z=9$ m, afin de prendre en considération le volume total de la plage. L'écart entre ce volume et le volume du tout premier levé enregistré (le 24 novembre 2015) est ensuite calculé, dans le but de ne suivre que les évolutions volumiques (ΔV) générées durant notre période d'étude.

Le premier point qui ressort de cette figure est le fait que, la vision binaire classiquement suivie de l'érosion pendant l'hiver et la reconstruction pendant l'été, n'est que trop simpliste pour les plages sableuses complexes comme celle de Biscarrosse. Les hivers 2016 et 2017 sont marqués par des pertes sédimentaires maximales sensiblement semblables (respectivement $-15,6$ et $-15,4$ $m^3.m^{-1}$). Néanmoins, la plage a commencé à récupérer et stocker du sédiment à la fin de l'hiver 2016 ($+7,9$ $m^3.m^{-1}$ entre mars et avril 2016), ce qui ne fut pas le cas en 2017. Ainsi, le ré-engraissement de la saison estivale 2016 débute dès le mois de mars ; une période d'érosion est également visible pendant l'été 2016 entre juillet et août ($-4,4$ $m^3.m^{-1}$). De façon similaire, l'été 2017 est caractérisé par une succession de phases d'accumulation puis de perte sédimentaire ; l'hiver 2017/2018 également. De plus, en comparant les deux étés étudiés (patches), le ΔV maximum, représentant alors un plus faible écart entre

le volume estival et le volume du 24 novembre 2015, atteint pendant l'été 2016 est de $-1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$; il n'est que de $-8 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ durant l'été 2017. Néanmoins, le ΔV au début de chaque été est également plus élevé en 2016 qu'en 2017 ; ainsi, entre le début et la fin de l'été 2016, le volume de la plage a gagné $5 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ au total, contre $6 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ pour 2017. Toutefois, à la fin de l'été 2016, le volume de la plage est 2,3 fois plus important qu'à la sortie de l'été 2017.

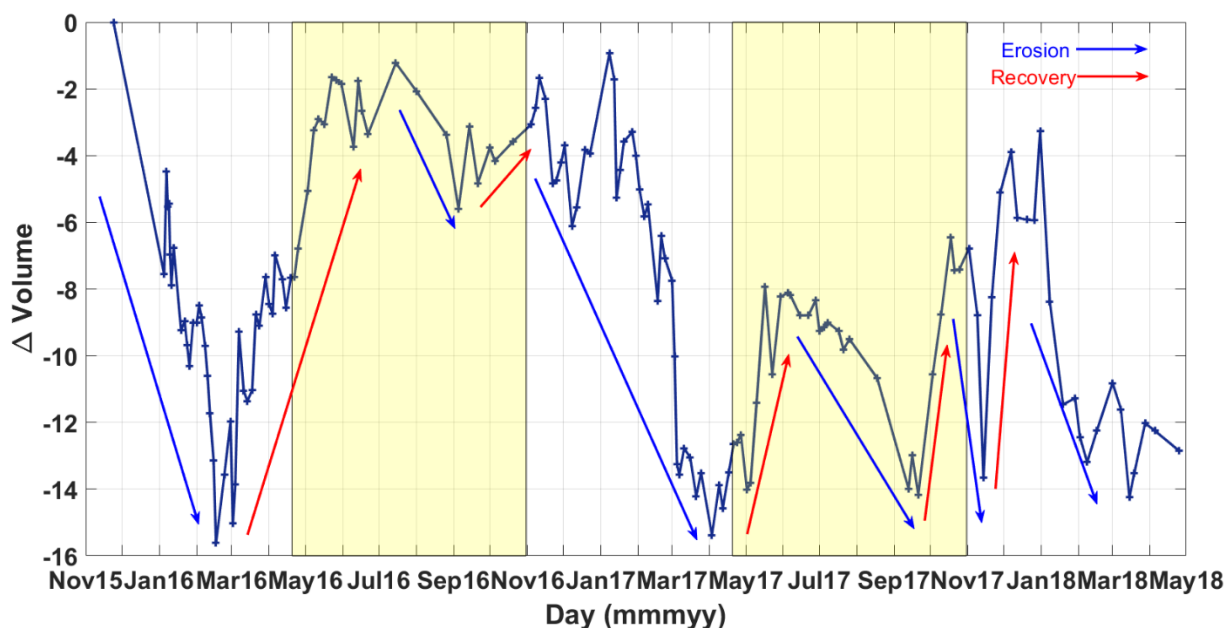


Figure 5.1.6.1: Variations du volume de la plage de Biscarrosse, normalisé par rapport au premier levé du jeu de données datant du 24 novembre 2015.

Dans la littérature, le volume est généralement calculé pour toute la surface (ou le profil) de la plage sans distinguer les différents compartiments présentés précédemment (dune, plages supra- et intertidale). Or, nous avons pu constater que chaque section semble répondre différemment aux événements saisonniers et être gouvernée par différents processus. C'est pourquoi, j'ai choisi de suivre les volumes des sections séparément. La figure 5.1.6.2 donne une vue d'ensemble de l'évolution des ΔV de la dune (en vert), de la plage supratidale (en bleu) et de la plage intertidale (en rouge). En 2016, la plage supratidale connaît un engraissement jusqu'au moins de juillet ($+13,98 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$), suivi d'une perte de sédiment jusqu'à la saison hivernale suivante ($-13,65 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$) revenant à son volume d'origine. La plage intertidale, quant-à-elle est érodée durant la première partie de l'été ($-9,57 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$) puis légèrement engraisée durant le reste de la saison ($+1,16 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$) ; à partir de juillet 2016, la dune gagne en volume sédimentaire ($+11,13 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$). En 2017, la plage supratidale s'engraisse légèrement à la fin du mois d'avril ($+1,40 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$), puis s'érode jusqu'à la mi-mai ($-4,44 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$), s'engraisse de

nouveau ($+8,85 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$) jusqu'à atteindre son volume maximal et entamer une nouvelle phase d'érosion qui dure jusqu'à l'arrivée de l'hiver suivant. En parallèle, la plage intertidale suit une tendance parfaitement opposée à celle décrite pour la zone supratidale : érosion, accrétion ($+5,19 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$), forte érosion ($-7,99 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$) et érosion. Enfin, la dune connaît une phase d'accrétion entre les mois de mai et d'août, suivie d'une phase érosive jusqu'en septembre.

Il en ressort donc que la plage supratidale a connu un ré-engraissement efficace en 2016, contrairement à 2017. De plus, contrairement à ce qui a pu être décrit par la figure précédente, le ré-engraissement de la plage en 2016 ne débute qu'en avril, si l'on considère la plage intertidale, et en mai pour la supratidale.

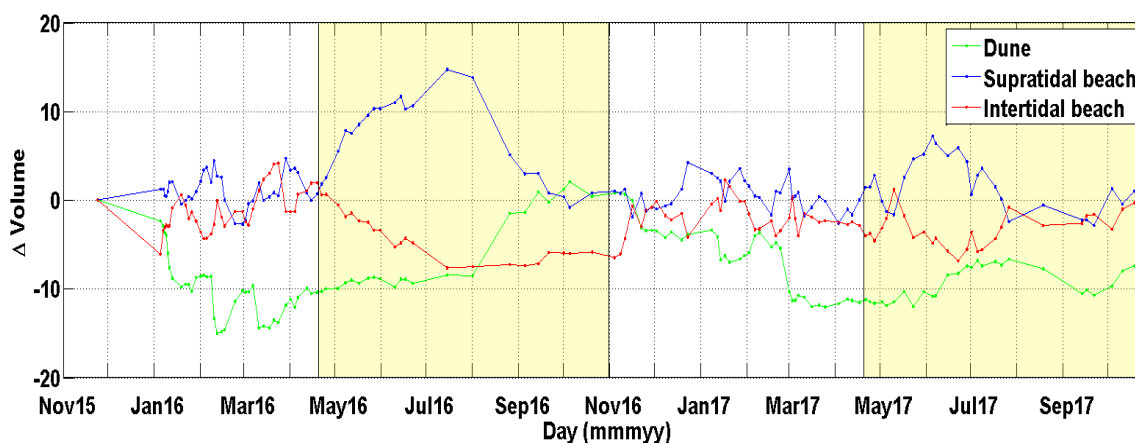


Figure 5.1.6.2: Variations du volume de la dune (vert), la plage supratidale (bleu) et la plage intertidale (rouge), normalisé par rapport au premier levé du jeu de données datant du 24 novembre 2015.

5.1.6.1 Été 2016

Afin de mieux comprendre les évolutions en termes de volumes des différentes sections du système de Biscarrosse, les volumes ont, cette fois, été comparés au volume du premier levé de l'été. Ainsi, seuls les changements liés à la saison estivale sont pris en compte. La figure 5.1.6.3 montre les ΔV des trois sections durant l'été 2016. La courbe des ΔV de la plage supratidale (bleu) augmente significativement et progressivement jusqu'au mois d'août ($+13 \text{ m}^3/\text{m}$). Durant cette même période, la courbe des ΔV de la dune n'est qu'en légère augmentation ($+2 \text{ m}^3/\text{m}$), alors que celle de la plage intertidale (rouge) montre une forte érosion de cette section ($-8 \text{ m}^3/\text{m}$). A partir du mois d'août, la plage supratidale perd $-14 \text{ m}^3/\text{m}$ en 2 mois ; la plage intertidale gagne environ $+2 \text{ m}^3/\text{m}$, alors que la dune gagne $+10 \text{ m}^3/\text{m}$. L'été 2016 semble donc être « découpé » en deux périodes distinctes : une

période de reconstruction de la berme, se traduisant par un engraissement de la plage supratidale, entre mai et juillet 2016, puis une érosion de cette berme au profit de la dune durant le reste de la saison.

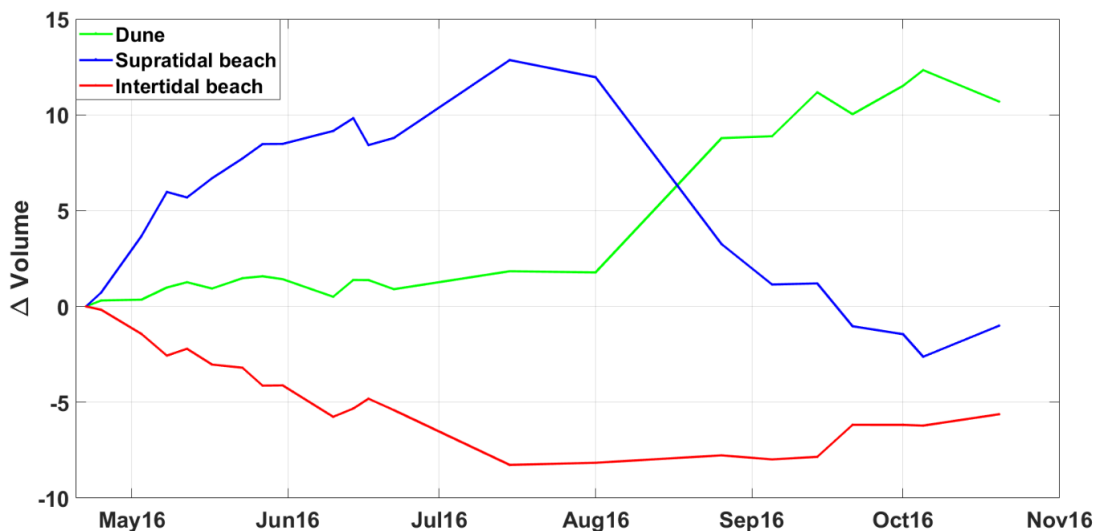


Figure 5.1.6.3: Variations du volume de la dune (vert), la plage supratidale (bleu) et la plage intertidale (rouge), normalisé par rapport au premier levé de la saison estivale 2016.

5.1.6.2 Été 2017

La figure 5.1.6.4 a été construite sur le même principe que la précédente, mais pour l'été 2017. Le code couleur reste inchangé, la dune en vert, les plages supra- et intertidale, respectivement, en bleu et rouge. Les ΔV des trois sections pour l'été 2017 sont plus complexes que ceux calculés pour l'année antérieure, en adéquation avec les différents proxys et observations décrits précédemment. Néanmoins, les courbes des ΔV des plages supra- et intertidale montrent des tendances parfaitement opposées : lorsque l'une des courbes augmente, l'autre diminue d'une amplitude quasiment équivalente. Ainsi, malgré une variabilité longshore significative de la réponse de la plage, durant la saison 2017, les échanges cross-shore entre la zones supra- et intertidale semblent dominants. En revanche, la dune semble suivre sa propre évolution sans lien direct avec celle de la plage. On notera toutefois que la dune suit la même tendance que celle de la plage supratidale à la fin de la saison estivale 2017.

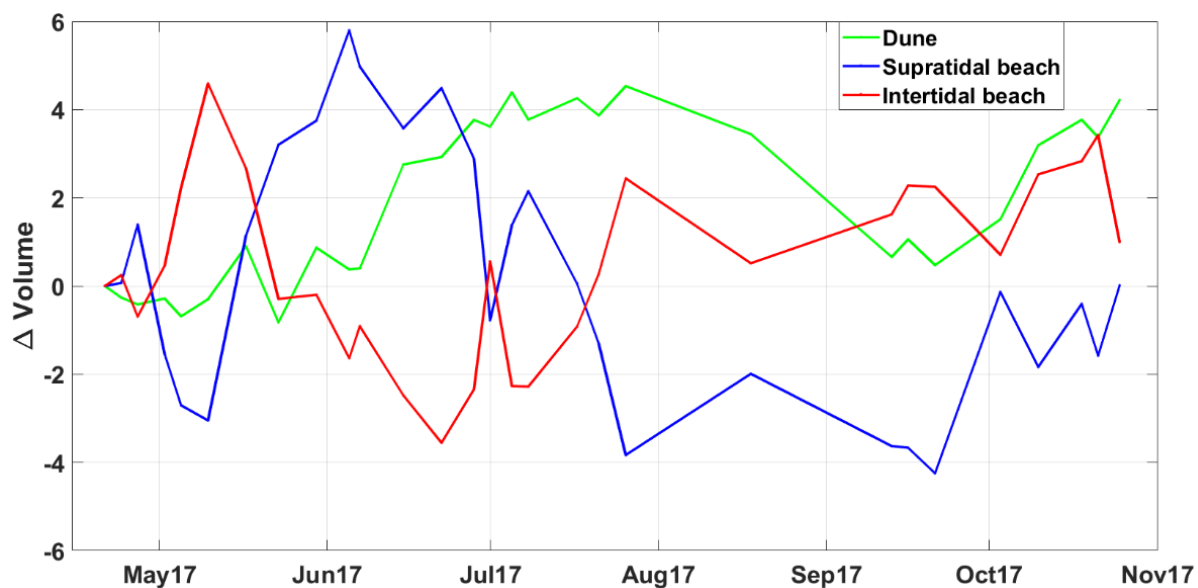


Figure 5.1.6.4: Variations du volume de la dune (vert), la plage supratidale (bleu) et la plage intertidale (rouge), normalisé par rapport au premier levé de la saison estivale 2017.

5.1.6.3 Bilan

L'été 2016 semble piloté par des échanges sédimentaires allant dans un premier temps, de la plage intertidale vers la plage supratidale, puis, dans un second temps, de la supratidale vers la dune. Cet été présente donc un cycle de décrète ré-engraissement saisonnier cohérent par rapport aux observations précédemment décrites (e.g. Morton et al., 1994 ; Phillips, 2017). En revanche, l'été 2017 présente une dynamique plus complexe. Néanmoins, des échanges cross-shore (dans les deux sens) sont mesurables entre les plages supra- et intertidale : on compte environ 6 alternances d'érosion/accrétion de la plage supratidale. La dune, quant-à-elle, ne semble pas se ré-engraisser via de simples échanges cross-shore, supposant une influence du transport longshore importante.

5.2 Discussion

5.2.1 Été 2016 vs. 2017

Dans cette étude, nous avons présenté différents proxys qui permettent, chacun, de suivre la réponse morphologique de la plage à l'échelle de la saison, et qui se complètent les uns les autres. En effet, les profils de plage ne prennent pas en compte les variabilités longshore de la morphodynamique estivale ; les cartes topo-morphologiques ne permettent quant à elle pas un suivi précis des croissants et de la

berme. Sur le même principe, l'extraction d'isocontours est utile à la compréhension de l'évolution du système, mais sans les profils de plage, la migration onshore des proxys $Z=0,45$ et $0,85$ aurait pu être interprétée comme une érosion de la plage et un raccourcissement de sa largeur. Enfin, les volumes permettent une meilleure identification des reconstructions des différentes sections, et des échanges sédimentaires entre elles.

Le tableau 5.2.1.1 résume quelques paramètres importants permettant de comparer le ré-engraissement durant les étés 2016 et 2017. Ainsi, l'été 2016 se caractérise par une présence de croissants de plage observés sur le terrain deux fois plus fréquente que pour l'été 2017 : nous avons enregistré des croissants dans 86% des levés en 2016 contre seulement 41% en 2017. Ce paramètre semble être un bon indicateur de la non stabilité de la berme reformée en 2017, et donc d'un ré-engraissement saisonnier moins efficace qu'en 2016. Ces chiffres viennent corroborer les conclusions extraites des cartes différentielles et de perturbation : la berme pendant l'été 2016 était plus stable, plus persistante dans la saison et mieux développée. De plus, l'énergie de la perturbation est maximale pour l'été 2016 comparée à 2017, supportant cette même hypothèse.

Durant l'été 2016, la dune a été plutôt bien ré-engraissée (ΔV de $+12,33 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$) puisqu'elle a atteint son volume maximum à la fin de la saison ; en comparaison, la dune a été trois fois moins ré-engraissée en 2017, seulement $+4,53 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. Ici, le ΔV est comparé au premier levé de chaque saison, traduisant ainsi l'évolution de chaque section au cours de chaque saison. Or, pour que la dune puisse commencer à se reconstruire, du sable doit être disponible pour que le transport éolien soit efficace, le haut de plage doit donc être déjà reconstruit en amont. Ceci est confirmé par un ΔV de $+12,85 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ pour la plage supratidale en 2016, contre $+5,80 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ en 2017. En revanche, la plage intertidale en 2016 n'a pas du tout été engraisée et son ΔV maximal est donc de zéro. Pour reformer la berme, le sédiment utilisé provient, en partie, de la plage intertidale, c'est pourquoi, en 2016, la plage intertidale ne parvient pas à s'engraisser. Au contraire, en 2017, les multiples érosions de la plage supratidale permettent un dépôt sédimentaire sur la plage intertidale ; son ΔV maximal est donc proche de celui de la plage supratidale, $+4,59 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

D'après nos différents résultats, l'été 2016 est caractérisé par une période de reconstruction estivale typiquement décrite dans les études précédente, avec un ré-engraissement progressif de la plage supratidale via des processus hydrodynamiques cross-shore qui entraînent le sédiment du bas vers le haut de plage. Une fois la berme reformée, le sédiment est alors disponible pour venir engraisser le pied de dune (e.g. Morton et al., 1994 ; Phillips 2017). En 2017, les processus de transport semblent

plus complexes et les échanges sédimentaires ne sont pas uniquement orientés du bas vers le haut de plage.

Les ré-engraissements saisonniers des étés 2016 et 2017 diffèrent à la fois en termes de volumes sédimentaires, de stabilité des structures reconstruites et des processus mis en jeux.

Tableau 5.2.1.1: Comparaison de paramètres caractérisant le ré-engraissement saisonnier entre les étés 2016 et 2017.

	Eté 2016	Eté 2017
Présence de croissants pendant les levés (%)	86%	41%
Δ Volume max de la dune (m³/m), comparé au 1^{er} levé de la saison	12,33	4,53
Δ Volume max de la plage supratidale (m³/m), comparé au 1^{er} levé de la saison	12,85	5,80
Δ Volume max de la plage intertidale (m³/m), comparé au 1^{er} levé de la saison	0	4,59

5.2.2 Processus

Nous avons pu constater que les sections de la plage répondent à différents processus, en effet, nous n'avons, par exemple, pas observé de corrélation linéaire entre les vagues et la morphodynamique du système. C'est pourquoi, les corrélations, paramètre à paramètre, ont été testées entre processus et les volumes de chaque section du système dune/plage. La figure 5.2.2.1 compile les résultats obtenus : les tons bleus correspondent à l'année 2016, les tons verts à 2017, les couleurs foncées à la dune, les claires à la plage supratidale, et les moyennement intenses à la plage intertidale. Les processus testés sont basés à la fois sur les caractéristiques des vagues (hauteur significative, H_s , et cambrure, H_s/λ), la marée via le flux normalisé par la marée (P_n) et les flux d'énergie (longshore, P_y , et le ratio cross-shore sur longshore, C_x/P_y). Ces différents paramètres sont tracés et mise en relation avec la position des isocontour et les volumes en Annexe V.

D'après la table de Pearson, le seuil de confiance (95%) est de 0,40 pour les données de 2016 (22 valeurs) et de 0,355 pour les données de 2017 (29 valeurs).

5.2.2.1 *La dune*

Le volume de la dune en 2016 est significativement corrélé (selon le niveau de confiance 95%) à la composante longshore de l'énergie des vagues, qui joue donc un rôle important dans la reconstruction de la dune en 2016.

En 2017, le volume de la dune est principalement corrélé au rapport C_x/P_y : une augmentation du volume serait donc corrélée à une augmentation de ce rapport et donc à des processus cross-shore dominant sur la saison. Dans ce cas, la dune serait donc reconstruite par transferts sédimentaire cross-shore. Ceci s'explique par, une dominance du transport cross-shore au milieu et à la fin de la saison estivale, qui a permis une efficace reformation de la dune. Néanmoins, cette reconstruction ne semble pas être classique puis le sédiment nécessaire peut provenir à la fois de la plage intertidale, ou supratidale.

Le principal processus de reformation de la dune reste le vent (e.g. Hesp, 2012 ; Suanez et al., 2012 ; Houser et al., 2015 ; Castelle et al., 2017) mais n'a pas pu être pris en considération ici. Néanmoins, dans cette étude, toute la dune n'est pas prise en considération : seule la façade maritime de la dune est analysée. Les processus décrit ici entre donc principalement dans l'engraissement du pied de dune, et non dans l'élévation de la dune dans son ensemble.

5.2.2.2 *La plage supratidale*

La variation du volume de la plage supratidale en 2016 n'est significativement corrélée à aucun des paramètres présentés ici.

Toutefois, en 2017, le volume de la plage supratidale est anti-corrélé au P_y et corrélée au rapport C_x/P_y . Le transport cross-shore semble donc être le processus dominant dans la ré-engraissement de la plage supratidale en 2017.

5.2.2.3 *La plage intertidale*

Le volume de la plage intertidale en 2016 est anti-corrélé au P_y : un fort transport semble avoir un rôle érosif sur la plage intertidale, la plage est linéarisée. De plus, ce processus est le même que celui

gouvernant la reconstruction de la dune en 2016. Le flux longshore joue donc un rôle dans l'érosion de la plage intertidale et la reconstruction de la dune.

En 2017, les mécanismes semblent plus complexes. Le volume de plage intertidale ne semble être corrélé à aucun processus. Il semble donc que d'autres processus devraient être pris en compte comme le couplage entre la réponse de la plage et la position des barres sableuses (interne et externe ; van de Lageweg et al., 2013 ; Sénéchal et al., 2015 ; Brooks et al., 2017).

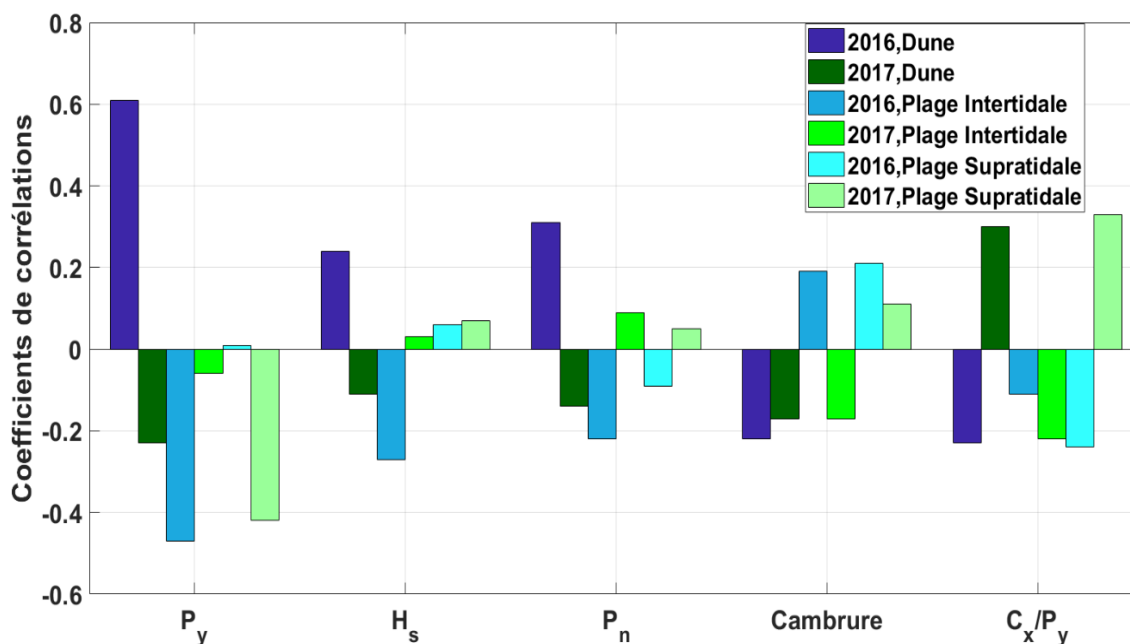


Figure 5.2.2.1: Corrélations, paramètre à paramètre, entre les volumes des différentes sections de plages (Dune: tons foncés, Intertidale: tons moyens, Supratidale: tons clairs) pour les étés 2016 (dégradé de bleus) et 2017 (dégradés de verts), et le flux longshore (P_y), la hauteur significative des vagues (H_s), le flux d'énergie des vagues normalisé par la marée (P_n), la cambrure des vagues, et le rapport flux cross-shore sur longshore (C_x/P_y).

5.2.2.4 Bilan

Selon nos résultats, il est difficile de généraliser quant aux processus dominants les périodes de ré-engraissement puisque les processus testés ne semblent pas concluants. Cependant, Angnuureng et al., (2017) ont démontré, via une Analyse en Composantes Principales (ACP) que l'évolution du système dépendait des conditions de houle, à l'échelle saisonnière, mais que plus l'échelle de temps diminue, plus l'influence de la marée et des caractéristiques de la barre interne augmente. De plus, Almar (2009) a également démontré une sensibilité de la barre interne aux conditions de marée, ainsi, une barre plus mobile en 2016 et donc plus sensible aux conditions de marée, pourrait être une hypothèse expliquant le ré-engraissement plus efficace en 2016, par rapport à 2017. La barre

intertidale semble donc être un paramètre important pour la reconstruction des plages ; malheureusement, nous n'avons pas eu accès aux barres durant les saisons estivales.

Le P_y est un paramètre non normalisé qui dépend donc du flux total : plus le flux total est important et plus le flux longshore le sera aussi (fig., 5.2.2.2, C). Il est donc à relativiser via le rapport C_x/P_y . Ainsi, la figure 5.2.2.2 montre que le flux cross-shore est dominant tout au long de la saison 2016 (rapport positif) excepté au début du mois de juin 2016 (fig. 5.2.2.2, D). De plus, il apparaît que la variabilité longshore très marquée de la réponse de la plage en 2017 ne soit pas liée à un transport sédimentaire longshore. En effet, la variation du volume de la plage intertidale est corrélée au rapport C_x/P_y . Une variabilité longshore dans la morphologie d'un système n'est donc pas automatiquement liée à un transport sédimentaire longshore, elle peut également être dépendante de la présence de courant d'arrachement et de la forme des barres sédimentaires.

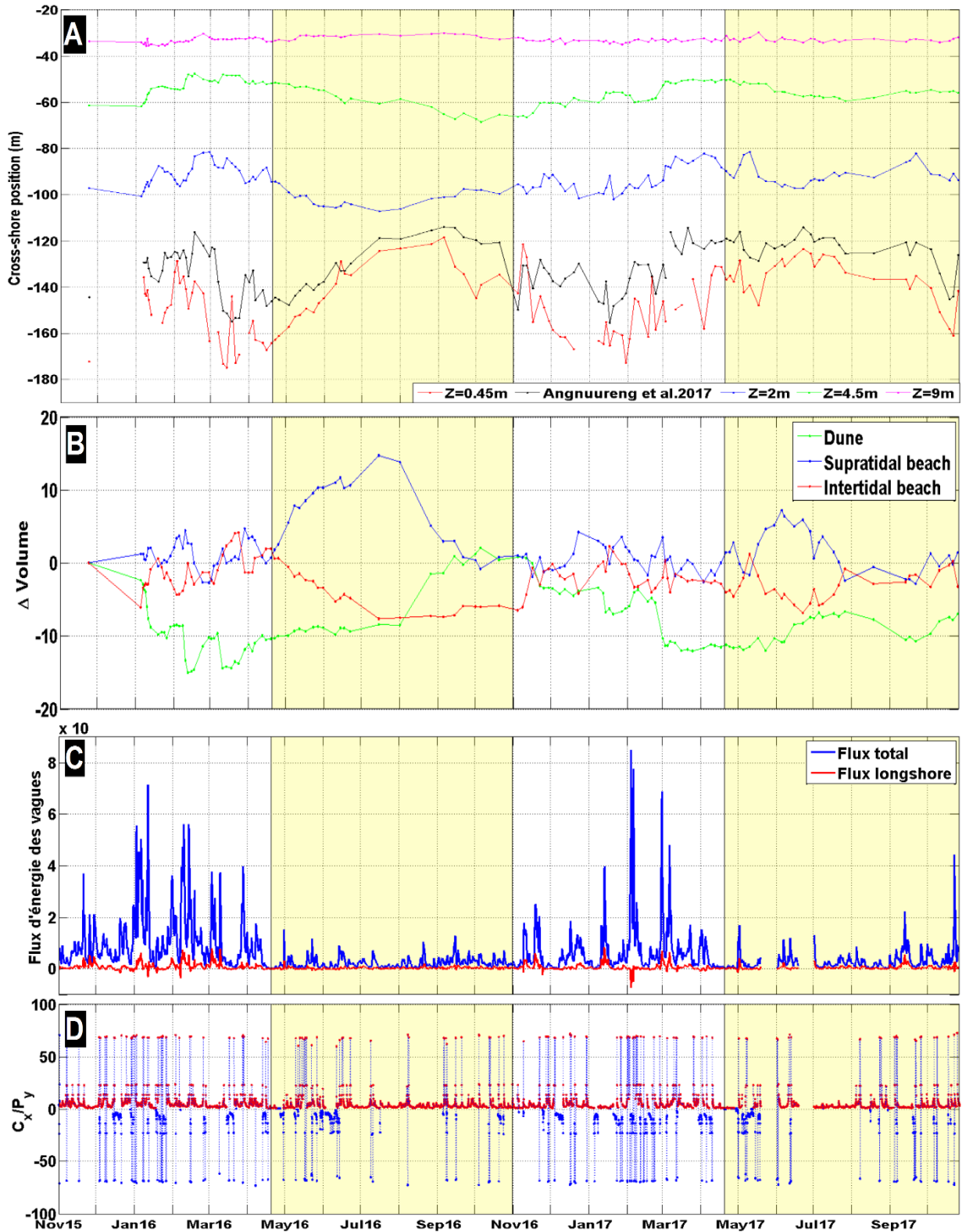


Figure 5.2.2.2: A: Evolution des positions cross-shore des isocontours délimitant la dune (9 et 4,5 m), la plage supratidale (4,5 et 2m) et la plage intertidale (2 et 0,45 m), B : Variation des volumes de la dune (vert), la plage supratidale (bleu) et intertidale (rouge), normalisés par le 1^{er} levé du jeu de données, C : Variation du flux d'énergie des vagues (bleu) et de sa composante longshore (rouge), D : Rapport entre le flux cross-shore d'énergie des vagues (C_x), et le flux longshore (P_y).

5.2.3 Le couplage saisonnier hiver/été

La figure 5.2.3.1 représente la carte des différences morphologiques entre les levés des 21 avril 2017 et 22 avril 2016 (haut), ainsi que les profils moyens correspondant à ces deux levés (bas). Les profils soulignent une différence d'élévation d'environ 50cm entre les deux plages intertidales. La carte différentielle montre non seulement une plage intertidale plus basse en 2017, mais également une plage supratidale Sud en accrétion comparée à celle de 2016. La morphologie de la plage de Biscarrosse au début des deux étés (2016 et 2017) est donc complètement différente. Or, la morphologie pre-estivale de la plage influence significativement la réponse morphodynamique de celle-ci durant la saison, ou tout du moins, au début de l'été.

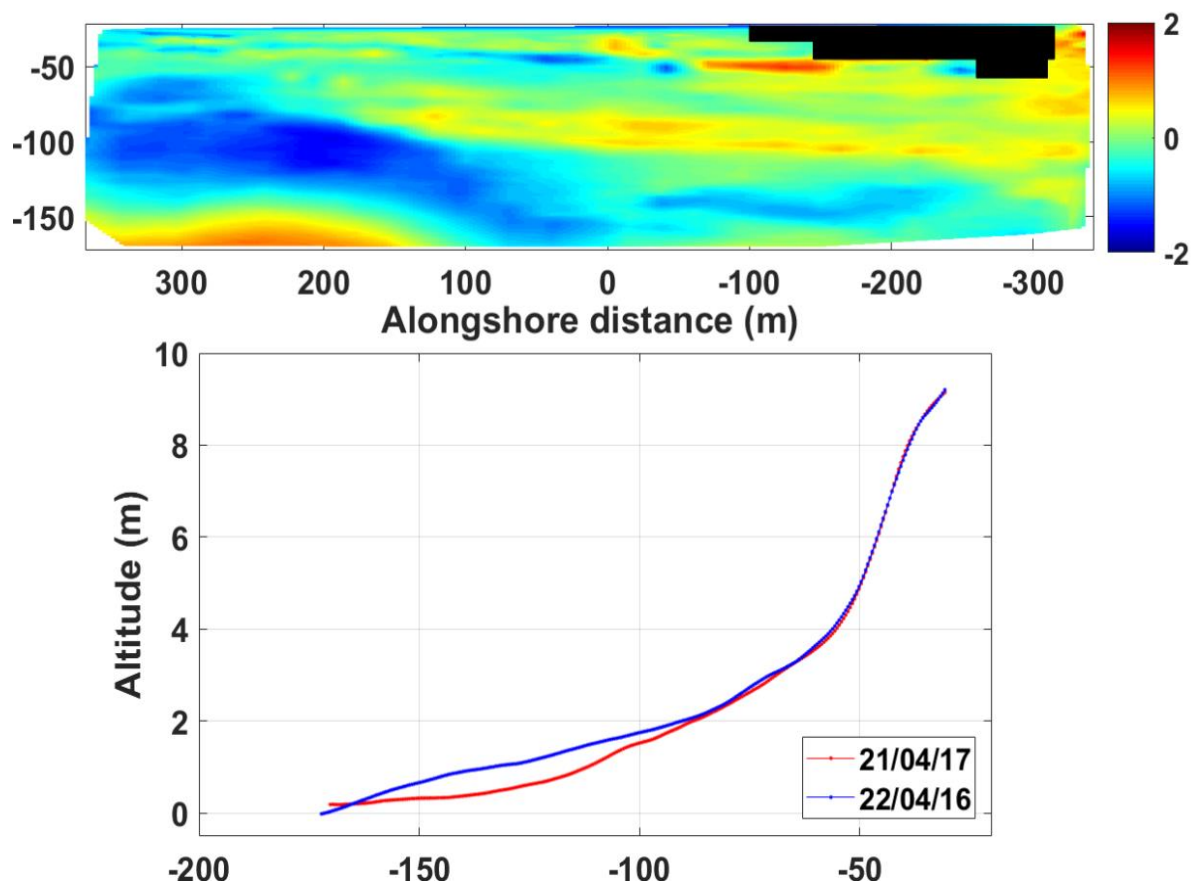


Figure 5.2.3.1: Haut : Différences morphologiques entre les levés des 21 avril 2017 et 22 avril 2016, Bas : Profils cross-shore moyennés correspondant aux levés du 22 avril 2016 (bleu) et 21 avril 2017 (rouge).

Si la morphologie de début d'été est si différente entre les deux périodes, la cause peut être facilement reliée aux saisons hivernales précédentes. En effet, l'hiver 2016 a été bien plus énergétique que celui de 2017 (c.f. Chapitre 2 : Saisons hivernales). Ainsi, un hiver énergétique n'est pas synonyme d'un ré-engraissement incomplet ou difficile à se mettre place : une saison hivernale très active n'induit pas automatique une érosion du système à plus long terme. Le sédiment érodé durant l'hiver semble être stocké dans les barres sableuses (internes et externes) et serait alors disponible pour une remise en mouvement par les vagues. De ce fait, les processus cross-shore ramèneraient le sédiment vers la plage venant nourrir progressivement le bas, puis le haut de plage. Dans le cas de l'hiver 2016/2017, le taux d'érosion total de la saison fut le même qu'en 2015/2016 mais sous l'action de conditions hydrodynamiques bien moins énergétiques : entre deux tempêtes, les conditions de houle n'ont pas été suffisantes pour permettre une ré-engraissement post-tempête, la plage a donc été érodée en continu. Ce transport de sédiment vers le large, qui n'a jamais été contrebalancée par un retour du sable en vue d'un ré-engraissement post-tempête, semble ne pas permettre la mise à disposition de suffisamment de sédiment pour la reconstruction estivale. Il semble donc y avoir un couplage entre les saisons, et une influence de l'hiver sur la saison estivale et la capacité de la plage à se reconstruire.

5.3 Conclusions

Nos observations de terrain ne nous permettent pas une réelle généralisation des processus impliqués dans les phases de ré-engraissement saisonnier de la plage de Biscarrosse. En effet, la réponse morphologique de la plage aux deux saisons estivales étudiées (2016 et 2017) diffère significativement. Néanmoins, la reconstruction du système en 2016 a été très efficace : la plage supratidale a été significativement engraisée, reformant la berme, érodée durant la saison hivernale précédente. Ce sédiment provient essentiellement de la plage intertidale qui a alors servi de source sédimentaire, via des processus liés aux vagues et à la marée, abaissant le niveau de la plage intertidale. Le sable stocké dans la berme a ensuite participé à l'engraissement du pied de dune. La berme a été particulièrement stable depuis sa formation en mai/juin jusqu'à la fin de la saison. La reconstruction du système en 2017 a été beaucoup moins marquée, et la berme non permanente sur la saison. De plus, la morphologie de la plage avant la saison joue également un rôle dans la reformation de la berme ; celle-ci dépendant essentiellement de la saison hivernale précédente. En effet, le niveau de la plage à la sortie de l'hiver 2017 est plus bas qu'à la fin de l'hiver 2016, le profil de plage est légèrement plus concave et dissipatif. Toutefois, une variabilité longshore de la réponse du système à la saison estivale est mesurable, que l'on considère l'été 2016 ou 2017. Cependant, la plage en 2017 est plus marquée par cette variabilité

longshore ; celle-ci semble être liée à la présence de courant d'arrachement et aux caractéristiques des barres sableuses. Plusieurs études ont montré l'importance du couplage entre la morphologie de la plage et les barres (e.g. van de Lageweg et al., 2013 ; Phillips et al., 2015 ; Castelle et al., 2017 ; Brooks et al., 2017), y compris pour la plage de Biscarosse (Sénéchal et al., 2015 ; Angnuureng, 2017). Malheureusement, des défaillances du système vidéo ne nous ont pas permis d'enregistrer et d'extraire la position et la forme des barres durant l'ensemble de notre période d'étude. Ainsi, la barre interne et les processus cross-shore semblent dominer la dynamique de la plage en 2017.

Chapitre VI

Impacts anthropiques

sur

la plage de Biscarrosse

Table des matières

Chapitre VI	187
6.1 Article: Storm impacts on a sandy beach including seasonal recovery: alongshore variability and management influences (<i>publié dans la revue Paralia, doi.org/10.5150/revue-paralia.2018.n02</i>).	189
6.2 Résumé de l'article.....	190
6.2.1 Introduction	194
6.2.2 Methods	195
6.2.2.1 Field area	195
6.2.2.2 DGPS surveys and barline extraction	196
6.2.2.3 Hydrodynamic data	197
6.2.3 Results	197
6.2.3.1 Hydrodynamic conditions	197
6.2.3.2 Morphological evolutions	199
6.2.3.2.1 General overview: erosion/recovery	199
6.2.3.2.2 Intra-season response: overall	200
6.2.3.2.3 Alongshore variability	201
6.2.4 Discussion	204
6.2.4.1 Seasonal morphological variations	204
6.2.4.2 Alongshore variability	205
6.2.5 Conclusions	208
6.2.6 Acknowledgements	208
6.3 Dynamique saisonnière et impacts d'ouvrages.....	209
6.3.1 Morphodynamique de la plage	209
6.3.2 Bilan	216
6.3.3 Volumes	216
6.4 Impacts à plus grande échelle spatiale	217
6.5 Conclusion.....	219

6.1 Article: Storm impacts on a sandy beach including seasonal recovery: alongshore variability and management influences (*publié dans la revue Paralia, doi.org/10.5150/revue-paralia.2018.n02*).

L'érosion des côtes et la submersion marine sont deux problématiques au cœur des préoccupations des villes littorales mondiales. Pour lutter contre ces aléas (érosion et submersion) différentes stratégies d'aménagement sont déployées en fonction de la problématique spécifique à chaque site, et de l'échelle de temps visée : interventions ponctuelles, généralement mises en place pour palier à une situation de crise à court terme (e.g. tempêtes), ou des interventions récurrentes et/ou s'inscrivant dans une stratégie de gestion sur des échelles de temps plus longues (Micallef & Williams, 2002). Ces stratégies sont classées selon trois catégories : 1) les actions dites « douces » ou « souples », 2) les méthodes de défense dures et 3) le repli stratégique. Les méthodes 1 et 2 sont généralement privilégiées, le repli n'est envisagé qu'en dernier recours. Dans le contexte actuel de réchauffement climatique, de modification du niveau des mers et des régimes de vagues, la mise en place de nouvelles structures de défenses (dures) et le renforcement des ouvrages déjà en action sont généralement privilégiés (Burcharth et al., 2014).

Les méthodes douces peuvent être classées selon les processus sur lesquels elles agissent : certaines méthodes agissent sur la dissipation de l'énergie des vagues (e.g. les brises lames), d'autres, comme le rechargement des plages (et ou de la dune) agissent sur le bilan sédimentaire du système. Enfin, certains aménagements interviennent directement sur le transport éolien : par exemple, le déploiement de ganivelles qui agissent comme pièges à sédiments pour la plage, ou encore la mise en place et le développement de végétaux sur la dune (Barrère, 1992 ; Hesp, 2002 ; Zarnetske et al., 2012 ; Ruessink et al., 2018). Les méthodes dures, quant-à-elles, telles que la construction d'enrochements, d'épis ou encore de digues, sont principalement déployées pour fixer le trait de côte sur le long terme (Weggel, 1988).

Néanmoins, chaque action stratégique, souple ou dure, impacte et modifie le système à différentes échelles de temps (Ells & Murray, 2012). Ainsi, les ouvrages mis en place peuvent, au cours du temps, avoir des effets négatifs et aggraver le problème de départ (Pilkey & Wright, 1988 ; Kraus & McDougal, 1996 ; Bernatchez & Fraser, 2011). Ainsi, Pilkey & Wright (1988) ont décrit les effets contre-productifs des structures de type « enrochement » sur le long terme, selon trois catégories : 1) une érosion dite « passive » liée à un abaissement du niveau de la plage, 2) une érosion « active » due à l'interaction entre les enrochements et les processus hydrodynamiques et 3) une diminution de la zone d'accommodation de la plage.

Malgré une connaissance des problèmes liés aux structures de défenses, peu d'études de terrain récentes ont été réalisées pour comprendre les interactions entre les ouvrages et les systèmes de plage (e.g. Plant & Gribbs, 1992 ; Miles et al., 1996). Une première étude a donc été menée sur la plage de Biscarrosse, dans le but d'identifier l'impact des enrochements sur la réponse morphodynamique du système aux tempêtes, mais également pendant les phases de reconstruction. En effet, l'extrémité Sud de la plage est caractérisée par la présence d'enrochements, alors que la partie Nord est aménagée via des ganivelles mises en place par l'ONF. Cette différence de choix de stratégie induit une variabilité longshore de la réponse de la plage. Les résultats obtenus pour la période de janvier à septembre 2016 sont discutés dans l'article suivant, publié dans la revue *Paralia*.

6.2 Résumé de l'article

Des levés DGPS haute fréquence enregistrés sur la plage de Biscarrosse, associés à des images vidéo, ont été analysés pour la période allant de janvier à décembre 2016. Le suivi morphodynamique de la plage pour l'année 2016 présente un cycle saisonnier d'érosion en hiver et de reconstruction en été. Toutefois, une analyse à courtes échelles de temps a permis de mettre en relief des événements reconstructifs en hiver, ainsi qu'une forte variabilité longshore de la réponse de la plage aux saisons hivernale et estivale. L'érosion hivernale mesurée dans la partie Sud est supérieure à celle de la partie Nord ; la reconstruction de la plage Sud est également plus tardive que celle de la plage Nord.

Les enrochements semblent donc avoir un impact direct sur l'évolution morphologique de la plage. En hiver, et selon la classification des effets des structures décrite par Pilkey & Wright (1988), les enrochements à Biscarrosse provoquent une érosion active du système en limitant les échanges sédimentaires cross-shore entre la dune et la plage. De plus, une accentuation de l'érosion du système, notamment du pied de dune, est observable de part et d'autre de la structure (dans le sens longshore). Ce phénomène est appelé « the end-of-wall effect » (Plant & Griggs, 1992 ; Basco, 2006) associé à l'érosion active ne permettent pas la mise en place du ré-engraissement post-tempête de la plage. Enfin, la limitation de l'espace d'accommodation nécessaire à la plage pour s'adapter aux conditions hydrodynamiques accentue également l'érosion de la zone Sud de la plage : la plage ne peut pas tendre vers son profil d'équilibre d'hiver.

La période de ré-engraissement estivale, liée à la reformation de la berme en zone supratidale, est également impactée par les enrochements. La réduction des échanges sédimentaires cross-shore, due à la présence des structures, limite la capacité de la plage à se reconstruire. La reformation de la berme

est donc plus tardive, et gouvernée par des échanges cross-shore et longshore (Davis & Andronaco, 1987).

Grace aux images vidéo, nous avons pu extraire la position de la barre interne et des différents chenaux de courants d'arrachement. Nous avons constaté que dans 98% des observations, un courant d'arrachement est présent en face des enrochements. En 1991, Tait & Griggs ont émis l'hypothèse de la formation de courants d'arrachement en réponse au déploiement d'enrochements.

En conséquence, la variabilité longshore de la réponse morphologique de la plage de Biscarrosse est gouvernée par des processus naturel (courants d'arrachement) et anthropiques (présence d'enrochements). L'érosion hivernale est amplifiée par la présence des enrochements dans la partie Sud de la plage. Le sédiment disponible est alors transporté vers le large, via le courant d'arrachement stable, situé en face de la structure. Le sédiment n'est alors que peu disponible pour le ré-engraissement estival de la plage.

Les enrochements ont donc un impact sur la morphodynamique de la plage de Biscarrosse, à différentes échelles de temps.



Revue Paralia, Volume 11 (2018) pp n02.1-n02.16

Keywords: Coastal management, Alongshore variability, Sandy beach, Shoreline variations, Seasonal recovery, Rip currents,

Longshore sediment transport.

© Editions Paralia CFL

Storms impacts on a sandy beach including seasonal recovery: alongshore variability and management influences

Mélanie BIAUSQUE¹, Nadia SENECHAL¹

1. Université de Bordeaux, OASU, UMR CNRS 5805 EPOC – OASU, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac cedex, France. melanie.biausque@u-bordeaux.fr ; nadia.senechal@u-bordeaux.fr

Abstract:

Despite a global context of shoreline retreat, coastal areas and in particular sandy coasts are increasingly attractive. To handle the problem of coastline retreat different management strategies are deployed and among them soft methods as windbreakers or hard ones as seawalls. But all those methods are known to interfere in the natural evolution of the beach/dune systems at different timescales. To underline potential influences of management strategies on erosion and recovery periods, high frequency DGPS surveys coupled with video images are recorded at a workshop-site exhibiting various management strategies, Biscarrosse beach (SW of France) from November 2015 until September 2016. Results for the winter 2016 highlight a global erosion of the beach associated to a dune foot retreat and an alongshore variability in the beach response to events. The same patterns can be observed during the seasonal recovery period (April to August), in particular a lag in the berm reconstruction in front of the seawall. The LVI (Longshore Variation Index) reflects possible sediment processes taking place between the different sections of the beach: while recovery seems to be dominated by cross-shore exchanges in the unmanaged section, longshore sediment processes seem to be the origin of the recovery in the managed section. This variability could be linked to a permanent rip current visible (98% of observation) in front of the seawall that could cause an offshore sediment export explaining both the lag in term of recovery timescale and the different sediment processes involved during the recovery period. During the erosion season, sediment exchanges between the beach and the dune are limited due to the presence of seawalls and beach erosion and dune retreat in the two ends on the wall accelerated.

Translated and extended version of a paper in French

(DOI reference: <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2016.019>),

presented in the JNGCGC (Journées Nationales Génie Côtier Génie Civil),

edition 14, 29 June – 1st July, 2016, Toulon, France. Received 13 July 2018, accepted 01

October 2018, available online 08 October 2018.

How to cite this paper:

BIAUSQUE M, SENECHAL N. (2018). Storms impacts on a sandy beach including seasonal recovery: alongshore variability and management influences. *Revue Paralia*, Vol. 11, pp n02.1–n02.16.

DOI: <https://doi.org/10.5150/revue-paralia.2018.n02>

6.2.1 Introduction

Over the last decades, shore areas became more attractive, not only for tourism but also for the better way of life represented by an oceanic climate and water recreations. This increase in human activities implies a consequent economic benefit for coastal cities and the development of infrastructures directly build on the shore. In the contexts of global warming and shoreline retreat those infrastructures are threatened, as city's economic supply. According to PILKEY and HUME (2001), 80% of the world shoreline was in retreat ten year ago, associated with a lowering of beaches levels. Moreover, sandy coasts evolve at extreme event scales and even if beach recovery can take place over short period (few days), it is generally much longer (several weeks to months) while dune reconstruction based on wind sediment transport could even reach the decade. In order to restrict storm impacts on human activities and preserve natural areas as dunes, management strategies are deployed on seashores. After a study of the major issues of the sites, two types of strategies are preferentially developed depending on the desired effect (MICALLEF & WILLIAMS, 2002): soft and/or hard methods, sometimes as a step before thinking to a possible strategic retreat. The soft ones e.g. wind or wave breakers, pathway delimitations, revegetation of the dune or re-sanding are favored with the purpose to help the dune/beach system to resist to energetic conditions. Hard methods (e.g. seawalls and dykes) are used to anchor and fix the shoreline for a long term period. But, either hard or soft, each method has an impact on the system and modifies it, at its one timescale (ELLS & MURRAY, 2012). The general public generally considers that hard structures reduce the impact of winter storms seasons by inhibiting dune retreat, decreasing the risk of flood, *etc.*, and thus is benefiting to the beach system. However PILKEY and WRIGHT (1988) underlined that seawalls can degrade beaches in three ways: (1) passive erosion due to tendencies which existed before the wall was in place; (2) active erosion du to interaction of the wall with local coastal processes and (3) lost of accommodating place. Moreover, it can be supposed that fixing the dune foot or managing just a little part of a strait sandy shore could influence the "unprotected" part of the shore, especially in open and linear coast systems.

The Aquitanian coast is about 250 km of strait sandy beaches and dunes punctuated by different management strategies all along the shore. The National Network for shoreline observations Dynalit

*Storms impacts on a sandy beach including seasonal recovery:
alongshore variability and management influences : n02.3*

regroups 30 study sites in France with the purpose to understand storm processes in a context of global warming, and provide knowledge in term of coastal managing. During the exceptional winter 2013/2014, cluster of storms caused considerable damages on the Atlantic beaches and the associated dunes, impacting not only ecosystems but also the economy of the Aquitanian region (CASTELLE *et al.*, 2015). In this study the workshop site of Biscarrosse beach (SW of France) was chosen to understand the importance of beach management not only on the system's response to storms but also on beach recovery exploiting high frequency DGPS surveys and video dataset. According to ALMAR *et al.* (2009) and SENECHAL *et al.* (2015) the erosive trend decrease after February and Aquitanian beaches mostly recover the first month of summer (June and July). Thus, we only considered the period from January to September 2016 covering the maximum of erosion and the recovery period.

6.2.2 Methods

6.2.2.1 Field area

Biscarrosse beach, located on the Aquitanian coast in the South-West of France (Fig. 6.2.2.1), was chosen as a workshop-site by the National Network for shoreline observations Dynalit (SNO Dynalit). This double barred beach has previously been described as morphologically typical of the Aquitanian beaches (ALMAR *et al.*, 2009). Biscarrosse is a meso to macrotidal open sandy beach oriented about 280.5° from the North and fully opened to the North Atlantic swell. A strong seasonality in the wave climate is observed with significant wave heights that can exceed 10m during winter storms (from November to March). On average, the mean annual Hs is about 1.4m associated to Tp equals to 6.5s (BUTEL *et al.*, 2002), and the mean spring tide in this area is 3.7m against 1.8m during neap tide.

Changes in Biscarrosse beach morphology are both driven by a strong longshore drift orientated from the North to the South and poorly understood cross-shore exchanges. As presented by ANGNUURENG *et al.* (2017) Biscarrosse morphological response is relatively rapid at the seasonal timescale but also at the event scale. According to the WRIGHT and SHORT (1984) classification, this beach composed by medium sand, with a 350 µm median grain size (BA & SENECHAL, 2013), is defined as an intermediate beach mostly dominated by TBR and LTT states (PERON & SENECHAL, 2011). In 2009, ALMAR *et al.*

confirmed that the inner sandbar generally present a TBR type associated to wavelengths around 400m, but that all intermediate states could be reached. The outer bar currently presents a crescentic shape with a typical wavelength about 700m, but its geometry can be influenced by the wave incidence and exhibits asymmetrical trends (LAFON *et al.*, 2005; CASTELLE *et al.*, 2007).

Even if Biscarrosse beach is considered as a more “natural” environment compared to the other beaches, different management strategies were deployed on the beach/dune system. Indeed, Biscarrosse is a touristic hot point, and to be more accessible and attractive the back dune were covered by grass. Moreover, the southern part of the shoreline was fixed by a seawall while the northern part of the dune is only protected by windbreakers (Fig. 6.2.2.1).

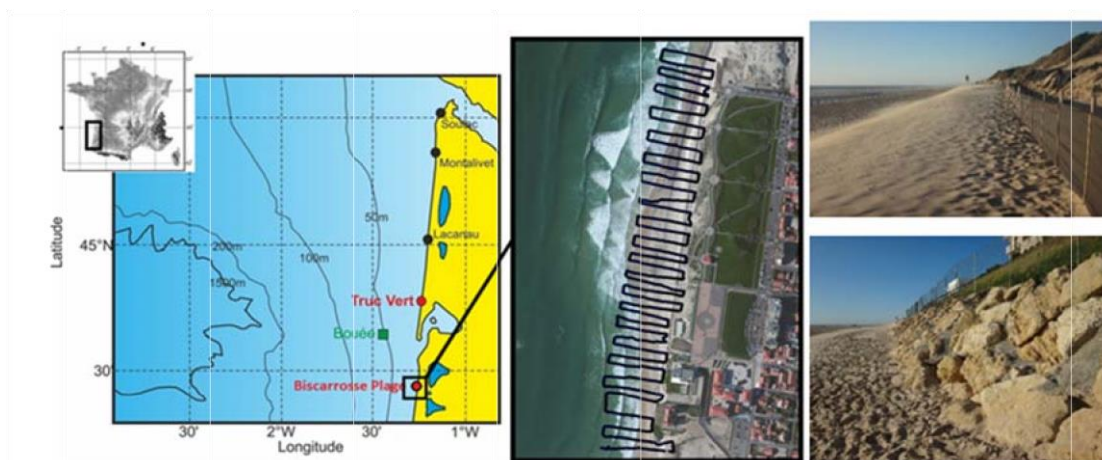


Figure 6.2.2.1: Biscarrosse beach location, surveyed transects and management strategies.

6.2.2.2 DGPS surveys and barline extraction

From November 2015 to November 2016, more than fifty DGPS surveys were recorded and analysed with the purpose to follow the dune/beach system evolutions at short timescales as storm events and access the impact of each storm even within a cluster. At least twice a week (Fig. 6.2.3.1, red crosses), 30 to 50 transects (depending on the presence of specific structures on the beach or not) are realised covering 700m of longshore beach from the dune to the low tide limit (Fig. 6.2.2.1).

To complete this dataset the inner barline position was monitored through a video system composed by four color cameras. The system CamEra deployed at Biscarrosse was primarily developed by the NIWA (New-Zealand) and then modified by V. Marieu (EPOC, France). Fixed on a 15m high pole it overlooks 2 km longshore and 1km of cross-shore coast and provides four images per hour (ALMAR *et al.*, 2009). The submerged surfzone sandbar is manually digitized using the method of predominant wave breaking detection on 113 rectified averaged images (LIPPMAN & HOLMAN, 1989; VAN

ENCKEVORT & RUESSINK, 2001). Extractions are made following a fixed mean wave breaking coefficient (γ) determined by the equation (1) (DESMAZES, 2005) where H_s is the significant wave height and η the water level.

$$\gamma = H_s/\eta = 0.8 \quad (1)$$

Because of technical failures and poor images quality, the positions of the barline and RIP channels have not been registered during the first cluster of storms (2nd to 13th of January 2016) and the summer period (from June to September).

6.2.2.3 Hydrodynamic data

The tide dataset was extracted from the tide model developed by the SHOM institute. The offshore waves were extracted from the WaveWatch3 model provided by Previmer in about 50 m deep offshore of the Cap Ferret sandy spit (Fig. 6.2.2.1, green square). In 1994, DOLAN & DAVIS defined a storm event not only as a threshold of significant wave height but also in term of storm duration. At Biscarrosse beach, and more generally on the Gironde coast, high hydrodynamic conditions are qualified as storm events if H_s exceed 4m ($H_{95\%}$) during a complete tide cycle (ANGNUURENG *et al.*, 2017). Moreover, a cluster is characterized as a succession of at least two or three storms separated by each other by calm conditions (under the storm threshold) inferior to 5 days.

6.2.3 Results

6.2.3.1 Hydrodynamic conditions

The figure 6.2.3.1 presents the hydrodynamic conditions experienced during the studied period. The maximum significant wave height (H_s) was 7.3 m and the mean H_s was about 1.9m. The mean T_p (peak period) was about 11s with a maximum of 18s reached in March. Positive values of the wave angle relative to the shore (incidence) symbolize waves coming from the North while negative values are waves from the South. Waves were generally reaching the coast with a North or normal incidence.

*Storms impacts on a sandy beach including seasonal recovery:
alongshore variability and management influences : n02.5*

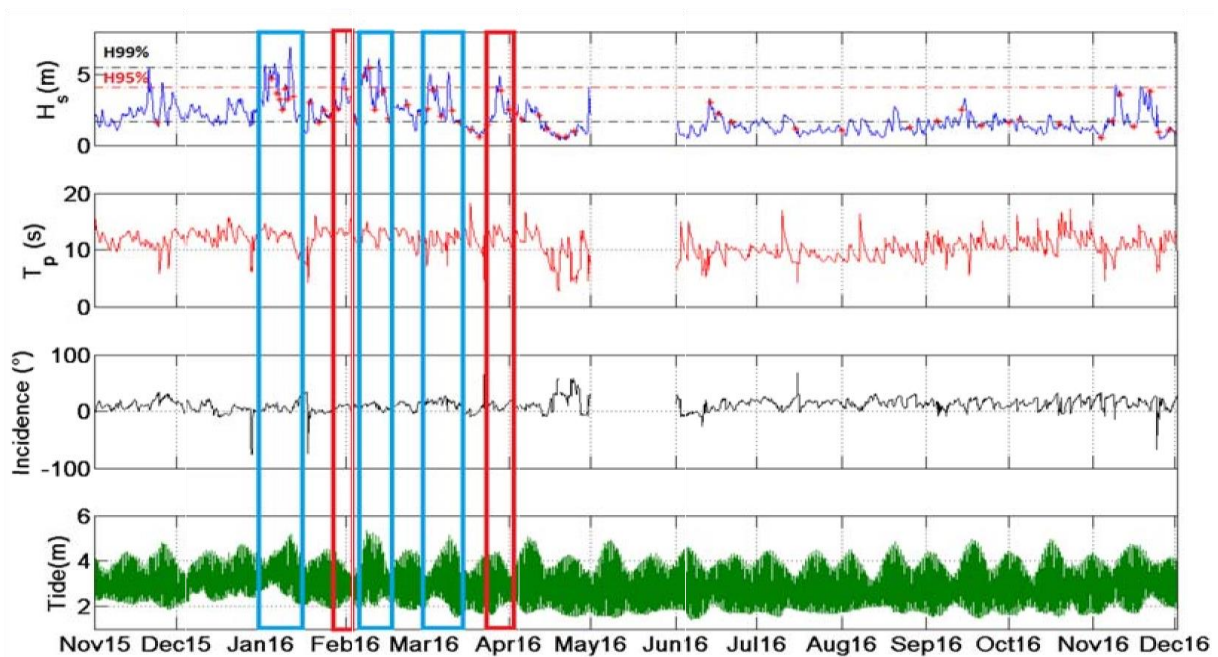


Figure 6.2.3.1: Hydrodynamic conditions: significant wave height (H_s), peak period (T_p), wave incidence and tide. Red boxes highlight the individual storm events and the blue boxes the storm clusters.

According to the previous definition, the winter 2015/2016 (from November to March) is characterized by 10 storms (Fig. 6.2.3.1), but as the DGPS surveys start in January the first storm (middle of November) is not taken into account in this study. The first storm began the 2nd of January 2106 with a maximum H_s of 6.1 m and a duration over 20 hrs. During the second one that hit Biscarrosse, from the 4th to the 7th January, waves reached 6.5m associated to a mean H_s of 5 m. The third one occurred from the 11th to the 12th January and the maximum H_s was 7.3 m. But, it defers from the two previous ones by its storm apex correlated to a spring tide period. In view of the tiny interval between two consecutive storms (< 5 days), those three events could be considering as a same cluster. Thus the winter 2016 is composed by three clusters respectively made up by 3 and 2 storms, and two single events (Fig. 6.2.3.1, blue and red boxes).

6.2.3.2 Morphological evolutions

6.2.3.2.1 General overview: erosion/recovery

On the Aquitanian coast, beaches are mostly wave dominated and the climate is clearly marked by a calm summer season and an energetic winter one (Fig. 6.2.3.1). First results of DGPS surveys at Biscarrosse beach show a classic cycle of erosional trends during winter versus recovery period during summer (Fig. 6.2.3.2). Indeed during the winter 2016 characterized by surveys from the 5th of January to the 4th of April a lowering of the upper beach zone about 1 m is observable, while the intertidal zone general balance looks stable. Moreover, in the figure 6.2.3.2 the supratidal beach is eroded (-2 m) corresponding to a major dune foot retreat. During the recovery season, we observe an accretion of the supratidal and the upper beach between, on average, 1 and 2 m typical of the signature of the berm reconstruction. Besides 3D structures representative of beach cusps are visible on the berm, as well as an erosion of the intertidal beach. This suggests a sediment transport from the intertidal to the supratidal zone in order to feed the berm. The last panel of the figure 6.2.3.2 illustrates the morphological evolution of the beach from January until September 2016 covering the erosive and the entire recovery periods. During this period the upper beach gained big volumes of sediment but the supratidal beach (between -40 and -60 m in cross-shore direction) lost sand because of dune retreat.

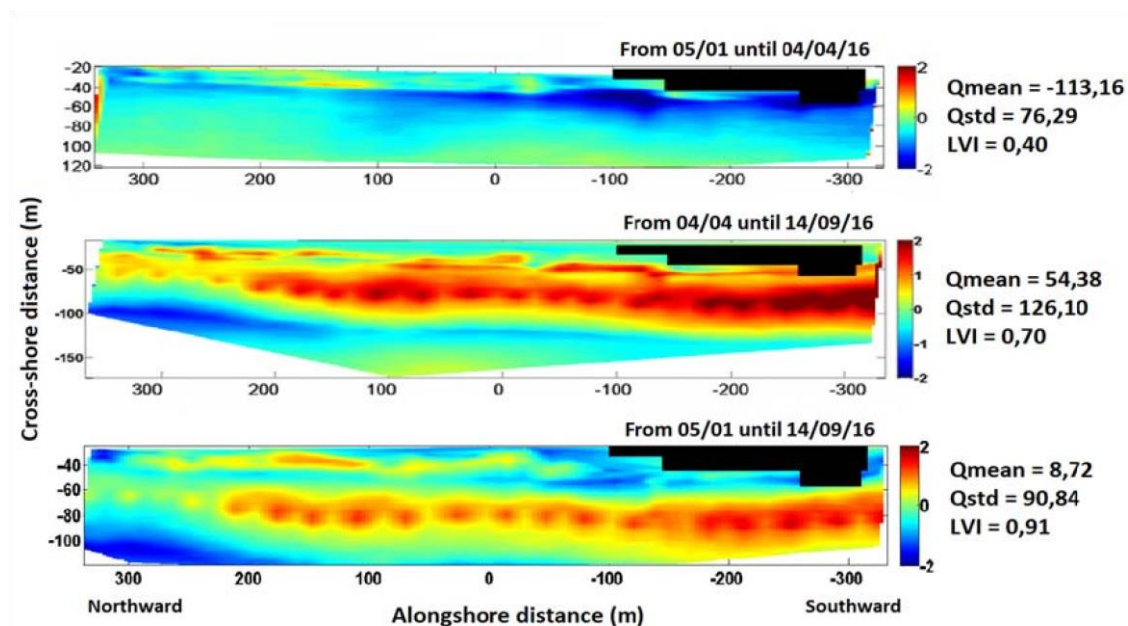


Figure 6.2.3.2: Morphological evolution of Biscarrosse beach. First panel: winter season. Second panel: summer season. Third panel: All seasons.

*Storms impacts on a sandy beach including seasonal recovery:
alongshore variability and management influences : n02.7*

6.2.3.2.2 Intra-season response: overall

During the winter 2016 different storms occurred and the morphological evolution of Biscarrosse beach differs from one storm to the other one. The figure 6.2.3.3 presents changes in the beach morphology after every potential erosive event during this winter. At the end of some events, a sediment transport from the dune/supratidal beach to the intertidal seems to take place (E1, E3 and E4, Fig. 6.2.3.3). In contrast, the direction in sediment exchanges looks reversed when it results from event E2 and E5 (Fig. 6.2.3.3). Thus some events could be considered as erosive whereas others as recovery periods despite energetic conditions ($H_s > 4$ m) in each case. So, even if the residual result of the winter 2015/2016 is a general erosion of the beach and the dune (Fig. 6.2.3.2, top panel), this erosion is not an accumulation of sediment loss in response at each phenomenon as recovery periods also occurred during this winter.

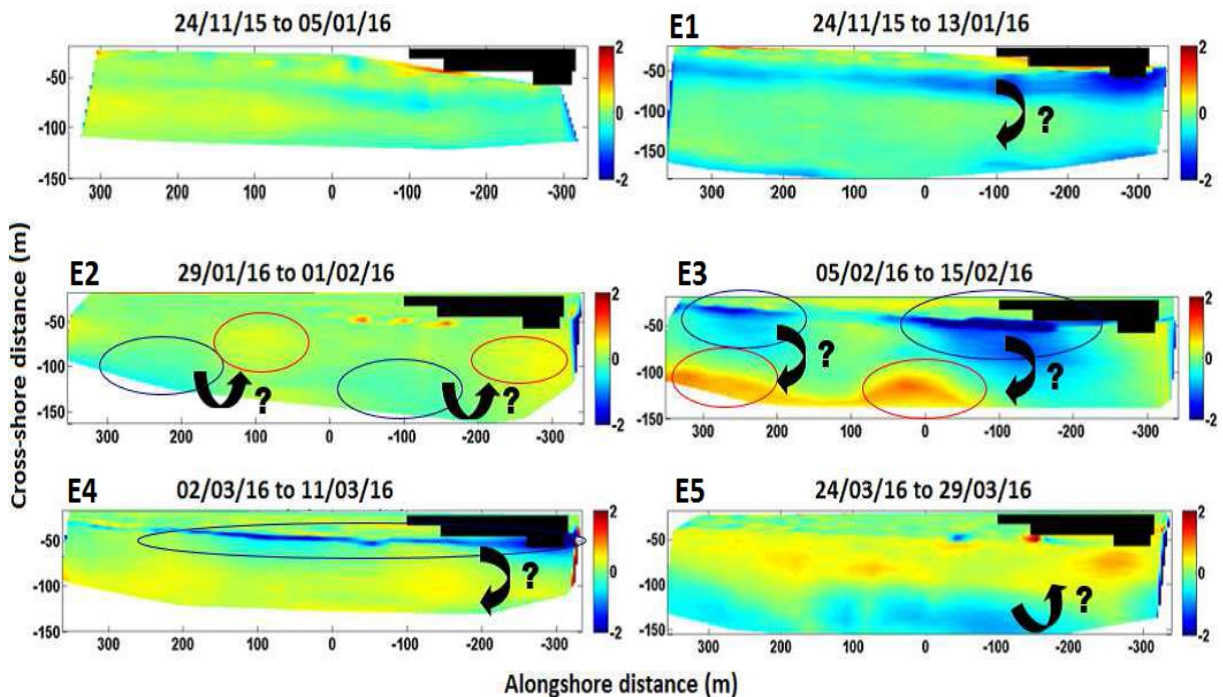


Figure 6.2.3.3: Topographic surveys of winter 2015-2016. E=Event.

Biscarrosse beach is a tourist hotspot and at the end of winter, a dune foot re-sending is structured and visible in the topographic maps (Fig. 6.2.3.4, 1st panel).

At the end of April, the lower part of the northern beach is eroded (< -1 m) while the higher part is accreted ($+1$ m, Fig. 6.2.3.4). Indeed the sediment eroded seems to supply the berm reconstruction in the supratidal zone. At the beginning of June, the berm reconstructs all along the beach except in front of seawalls (south beach) and, in the north, it is associated with 3D patterns corresponding to beach cusps. In the southern end of the beach the berm is fully rebuilt only at the end of July and at this time the sediment supply seems not just come from the intertidal beach but probably from a longshore transport too. During August, the berm is maintained and even amplified in the South, and migrates onshore. At the end of summer (September) beach cusps are well developed on the berm with a wavelength measured around 20 m. Considering the beach recovery as the berm reconstruction, there is a lag in the recovery of the southern part of the beach compared to the northern one.

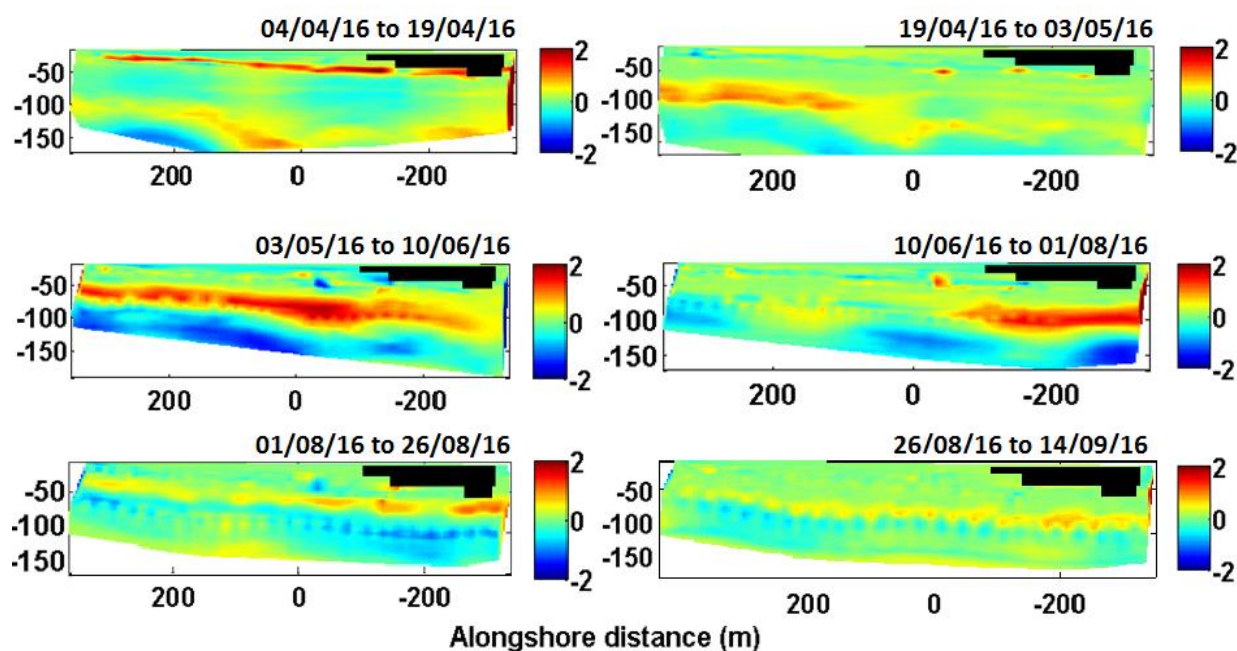


Figure 6.2.3.4: Topographic surveys of Biscarrosse beach for the summer 2016.

6.2.3.2.3 Alongshore variability

In 2017, Burvingt *et al.* proposed a Longshore Variation Index (LVI) to qualify the alongshore variability in beaches response to events (Eq. 2).

*Storms impacts on a sandy beach including seasonal recovery:
alongshore variability and management influences : n02.9*

$$LVI = \frac{Qstd}{|Qmean| + Qstd} \quad (2)$$

Where $Qstd$ is the standard deviation calculated to quantify the amount of variation of all the net volumetric change values (dQ_{cross} determined for each cross-shore transect), and $|Qmean|$ is the absolute value of the mean of dQ_{cross} values. A $LVI = 1$ means that the longshore sediment transport is dominant while a $LVI = 0$ implies a cross-shore transport dominance.

The longshore variability during the winter period (Fig. 6.2.3.2) does not look significant with a low LVI (0.4) implying a dominance of the cross-shore sediment exchanges. However, the high LVI calculated for the recovery period and the entire seasons (0.7 and 0.91 respectively) suggest an alongshore sediment transport dominance.

In winter 2016, for the first hydrodynamic event (E1, Fig. 6.2.3.3, as an example) an alongshore variability in the beach response to events is noticeable. The southern end of the dune (negative values along the longshore transect) is fixed by seawalls (black boxes, Fig. 6.2.3.3) and the erosion resulting from the E1 is more significant in this part of the beach. In order to quantify those observations, four transects are extracted from the DGPS surveys (A, B, C, D, Fig. 6.2.3.5). In the northern end of the beach (A, Fig. 6.2.3.5) a lowering about 1 m of the supratidal beach is visible after the passage of the first event (13/01/16). As explained before, the second event provoked an erosion of the intertidal beach (-50cm maximum) and a recovery of the upper beach (+50cm maximum). After the third one (15/02/16), the dune foot retreated 10 m onshore and the beach reached its profile of maximum erosion for this winter. The 11th of March, an accretion of the dune foot is remarkable, but it is due to a previous dune resending (24/02/16) and is not natural. However, the intertidal beach recovered providing sediment to accrete the supratidal zone under the effect of the waves of the last storm (29/03/16).

The beach dynamic to events in front of seawalls (C, Fig. 6.2.3.5) is rather different than in the north. The erosion provoked by the first storms equals more than 2m against the wall, and between 1m and 20cm all along the beach profile. After the 1st of February an accretion of the beach around 20cm in response to the second energetic event is visible. But, the main difference is the absence of erosion or accretion after the third event (E3). The beach profile is stable until the passage of the E4, the beach

part against the wall eroded about 1 m while the intertidal zone accreted. As for the north, the supratidal beach profile rose about 50 cm after the last storm of winter.

In the southern beach, just at the seawalls south end (D, Fig. 6.2.3.5), the first event caused an erosion of the beach around 1m and dune foot retreat close to 20m. The beach profile is stable in this zone even after the second event, contrarily to the other parts of the beach (A and C). After the E3, there is an accretion of the beach profile (+1 m) and an offshore movement of the dune foot. In March, the events provoked a massive erosion of the beach (- 1 m) and an increase of the dune slope.

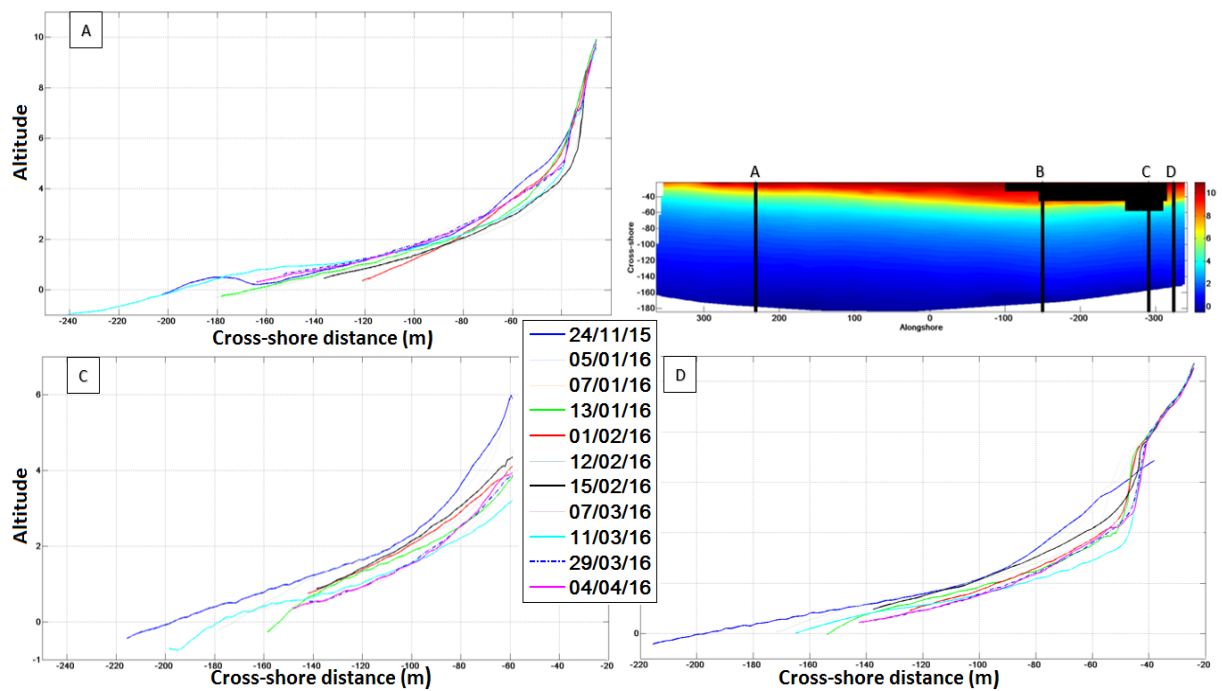


Figure 6.2.3.5: Cross-shore profiles extracted from DGPS surveys. A= North; C= in front of seawalls; D= South, after seawalls – Winter period.

Similarly, two cross-shore profiles were also extracted to compare the alongshore variability in the recovery of the two ends of the beach (Fig. 6.2.3.6). The profile A represents, as previously, the north of Biscarrosse beach. At the beginning of April, the profile A is already curved in the intertidal zone. This sediment seems to supply the gradual berm elevation, and then migration toward the dune, until rise an amplitude around 2 m the 1st of August. The end of summer is marked by an erosion of the berm that could be explained by energetic conditions ($H_s > 2$ m) and an erosion of cusps horns (e.g. MASSELINK *et al.*, 1998; DEHOUCK, 2006). In the south (profile D, Fig. 6.2.3.6) the intertidal zone began to recover around the 17th of May. During the month of June, the supratidal zone accretes, but

*Storms impacts on a sandy beach including seasonal recovery:
alongshore variability and management influences : n02.11*

unlike the north, the intertidal zone does not look to be a source of sediment for the berm reconstruction. At the end of August, the berm is fully rebuilt and migrates 10m toward the dune with an amplitude about 2m (as in the north). The profile of the 14th of September seems to show an expansion of the berm peak that could be linked to cusps formation/ migration, and a transition from bays to horns.

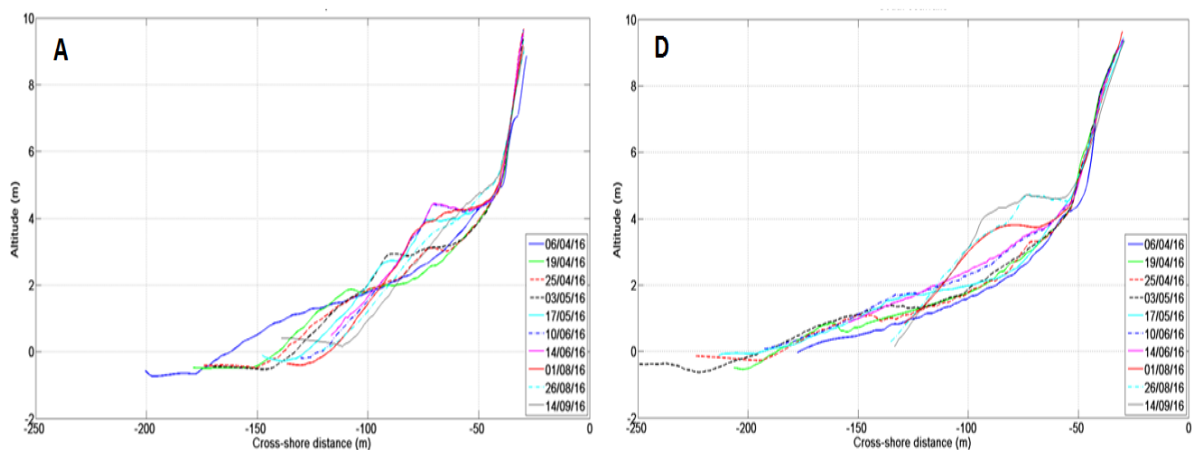


Figure 6.2.3.6: Cross-shore profiles extracted from surveys. A = North; D = South, after seawalls – Summer period.

6.2.4 Discussion

6.2.4.1 Seasonal morphological variations

Previous studies (e.g. MASSELINK *et al.*, 2006; PRICE & RUESSINK, 2008; ALMAR *et al.*, 2009) suggest that the beach morphology, the wave energy and the tide are key components to govern the intensity, duration and type of wave processes influencing the beach cross-shore profile. In winter 2016, all the clusters were associated to spring tides allowing access to the dune foot and the supratidal beach, generating important erosions. But according to our results, the beach also experienced recovery periods during energetic conditions. This could be linked to a neap tide period associated to H_s inferior to 5 m and moderate storm duration.

Following the seasonal erosion period, the decrease of the hydrodynamic conditions allows the waves to bring the sand back to the beach and initiate the recovery. Commonly the inner bar is moving to

the beach in summer and supplies sediment for the berm reconstruction (ALMAR *et al.*, 2009). At Biscarrosse beach, the northern end undergoes a classical recovery and the sediment available in the intertidal beach is pushed by the waves and accumulated in the supratidal zone to form the berm. In the south, the recovery is not only driven by cross-shore sediment transfers but probably also by longshore migrations. Indeed, from May until August 2016 the LVI (equation 2) supports the idea of the dominance of the alongshore sediment transport (Table 6.2.4.1) that corresponds to the berm rebuilding in the southern beach. Besides this alongshore variability in the beach response to environmental conditions, it is important to notify that the berm is quite stable even during more energetic conditions ($H_s > 2$ m) unlike the observations of MASSELINK *et al.* (2006).

Table 6.2.4.1: LVI for the summer season

Period	LVI
04/04/16 to 19/04/16	0.67
19/04/16 to 03/05/16	0.81
03/05/16 to 10/06/16	0.99
10/06/16 to 01/08/16	0.94
01/08/16 to 26/08/16	0.70
26/08/16 to 14/09/16	0.80

6.2.4.2 Alongshore variability

Morphological changes at Biscarrosse beach in 2016 were characterized by a longshore variability whatever the season. The overall overview for January to September (Fig. 6.2.3.2) is represented by a LVI of 0.91 indicating a longshore sediment transport dominance that could explain the beach response and the general sediment gain in the southern part of the beach. Previously the interaction between sandbars and the beach were described as a parameter to take into account when looking at the beach response to storms (*e.g.* CASTELLE *et al.*, 2007; VAN DE LAGEWEG *et al.*, 2013). On the Aquitanian coast the inner bar mostly presents a Transverse Bar and Rip morphology (LAFON *et al.*, 2002) associated with downdrift oriented Rip channels. Extraction of Rip channels from video images gave us an idea of the position of rips and the percentage of observation of the different channels

*Storms impacts on a sandy beach including seasonal recovery:
alongshore variability and management influences : n02.13*

(Fig. 6.2.4.1). According to our observations, one channel seems to be permanent (98% of observation whatever the season) and is located in front of seawalls in the south beach. The presence of a permanent rip channel could cause an export of sediment offshore toward the subtidal sandbar. In this case, the sediment is not available for the recovery explaining why the cross-shore transport is negligible during the southern berm reconstruction. Moreover, it also could explain the accentuation of the erosion of the beach in the south during the three clusters (e.g. CASTELLE *et al*, 2015). The stability in the position of this rip channel could be linked to the presence of the seawalls (TAIT & GRIGGS, 1991). The negative interaction between structures and beach/dune system has been previously classified into three categories: a beach width reduction, passive erosion and/ or active erosion (e.g. PILKEY & WRIGHT, 1988). At Biscarrosse during winter, an active erosion of the system is visible partially resulting from the seawalls position. The presence of hard construction limits sediment exchanges between the dune and the beach inhibiting the beach recovery following successive storms. There is also an “end-of-wall effect” defined by an important erosion of the two ends of the seawall (Fig.6.2.4.2), impacting the dune slope and foot retreat as shown in the paragraph 6.2.3.2.2 (PLANT & GRIGGS, 1992; BASCO, 2006).

Moreover, the fact that the rocks composing the wall were directly on the supratidal beach implies that the balancing zone is reduce. Indeed lots of exchanges are visible between the upper and lower parts of the beach (however the sense) and the balancing zone is a necessary space for the beach to adapt its profile to hydrodynamic events. Limiting this zone results in a lowering of the beach. Additionally, seawalls also look to impact the recovery timescale by restricting cross-shore sediment transport (DAVIS & ANDRONACO, 1987). Thus the alongshore variability of Biscarrosse beach response to seasonal trends is simultaneously in relation with natural and anthropogenic factors.

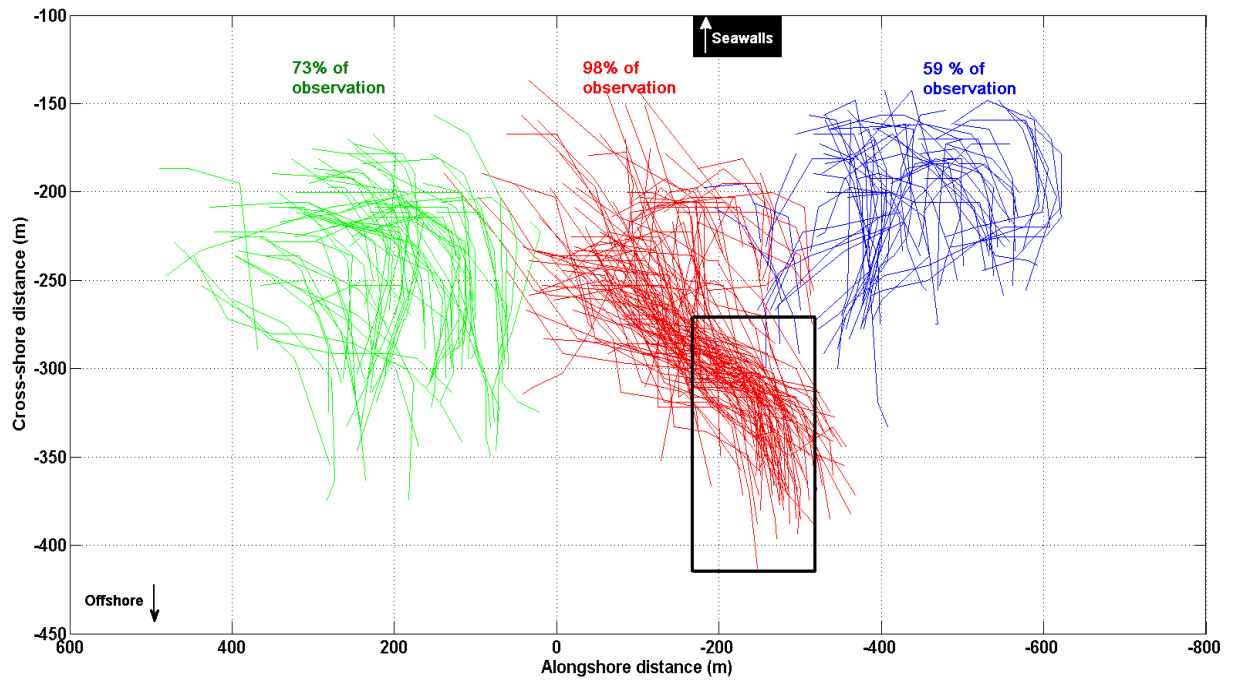


Figure 6.2.4.1: Rip channels positions and percentages of observations of each channel.



Figure 6.2.4.2: End-of-wall effect at Biscarrosse beach, January 2016.

*Storms impacts on a sandy beach including seasonal recovery:
alongshore variability and management influences : n02.15*

6.2.5 Conclusions

High frequency DGPS surveys and video images of Biscarrosse beach are used in this study to identify the potential impact of management strategies on the beach/ dune system. Results confirm that morphological changes during winter (January to March) are driven by the beach morphology, the duration of storms, the wave energy and the tide. In this way recovery can take place even during winter and storm conditions. Seasonal recovery began in April in the northern part of the beach by a progressive accumulation of sediment in the upper beach supplying the berm reconstruction. But, the combination of seawalls and a permanent rip current in front of those structures, located in the south of Biscarrosse beach, generates a strong alongshore variability in the beach response to seasonal trends, erosion as recovery. Indeed, during winter the acceleration of the erosion of the beach and the dune retreat on each end of the walls are visible because of seawalls, and an offshore sediment transport supposed linked to permanent rip currents. During recovery periods, cross-shore sediment transports toward the beach are limited and berm rebuilding is mainly managed by longshore sediment transports, explaining the lag in the beach response compared to the north. In this study, it appears that both naturals (hydrodynamic conditions, sandbar positions, etc...) and anthropogenic factors are driving the morphological evolution of Biscarrosse beach. But, we cannot deny the impact of seawalls on the alongshore variability of the beach response at different timescales.

6.2.6 Acknowledgements

The authors would like to thank the University of Bordeaux and the Region Aquitaine for the materials and funds to organize our researches, the city of Biscarrosse for the full access to the beach at every moment, the Ifremer institute which gave us the wave dataset and the SHOM institute for tide references. Observations were supported by the SNO DYNALIT and the OCA (Observatoire de la Côte Aquitaine). M. Biauxque is financially support by la Région Aquitaine. We also would like to thank Vincent Marieu for the good functioning of the video system and his help with video dataset exploitation.

6.3 Dynamique saisonnière et impacts d'ouvrages

Les résultats décrits et discutés dans l'article présenté ci-dessus ne prennent en compte que les évolutions entre janvier et septembre 2016. Nous avons donc complété les analyses avec les levés mesurés entre octobre 2016 et octobre 2017.

6.3.1 Morphodynamique de la plage

La figure 6.3.1.1 compile les cartes topographiques représentatives des évolutions morphologiques principales de l'hiver 2016/2017. La saisonnalité hivernale ayant été abordée dans le Chapitre IV, nous ne décrivons donc pas précisément la morphodynamique de l'hiver 2016/2017 ici. Néanmoins, elle nous permet de visualiser l'évolution morphologique et la variabilité longshore de la réponse du système, et ainsi, de mettre visuellement en relation les profils de la figure 6.3.1.2 avec la morphologie de la plage.

Plusieurs profils cross-shore ponctuels ont également été extraits à partir des cartes topographiques de la figure 6.3.1.1 ; 4 profils pour chaque levé, soient 60 profils en tout. En s'appuyant sur les observations précédemment faites (6.2), la variabilité longshore serait principalement liée aux structures déployées dans la partie Sud de de la plage même si la configuration subtidale de la plage et la présence du chenal sont des facteurs dont il faudrait également tenir compte. Les profils ont donc été répartis le long de la plage de Biscarrosse pour tenir compte des différents modes de gestion le long de la plage et ainsi étudier plus précisément la variabilité longshore de la plage pendant l'hiver 2016/2017 : 1) au sud des enrochements, 2) face aux enrochements, 3) en milieu de plage et 4) au Nord de la zone d'étude (fig. 6.2.3.5). Les profils cross-shore mettent en relief les dynamiques de la pente de la plage et du pied de dune, parfois difficiles à évaluer sur les cartes topographiques.

La figure 6.3.1.2 présente les profils mesurés entre le 20 octobre 2016 et le 17 avril 2017 ; les profils localisés en face des enrochements sont plus courts : la dune étant fixée, elle n'est pas accessible. La variabilité longshore est particulièrement visible sur cette figure : les quatre graphiques diffèrent que ce soit dans la nature ou dans l'amplitude des morphologies (e.g. une érosion 5 fois plus importante au Nord qu'au Sud, entre les profils des 23/12/17 et 17/04/17). Les levés des mois d'octobre et novembre sont typiques d'une morphologie estivale (courbes bleue, verte et pointillés rouges) : le bombement des profils en haut de plage est dû à la présence de la berme en zone supratidale. L'amplitude importante de la berme (environ 2 m d'altitude), située de part et d'autre des

enrochements (« South rocks» et « North rocks »), est liée à la présence de croissants de plage dans ces zones (fig. 6.3.1.1) ; le Nord de la plage, quant-à-lui, ne présente qu'une berme de faible amplitude (1,3 fois moins haute que celle au Sud des enrochements). Le profil du 23 décembre 2016 montre une morphologie caractéristique de la saison hivernale (courbe cyan) : quelle que soit la zone regardée, la berme est érodée, le profil est qualifié de « concave ». Au cours de l'hiver, le maximum d'érosion a été atteint le 03 mars 2017 (pointillés rose) pour les zones au Sud et face aux enrochements ; dans les deux cas, un abaissement du profil d'environ 1 m en haut de plage est mesurable. Au Sud de la structure, cet abaissement est associé à un recul du pied (altitude autour de 4,5 / 5 m) de dune de 10 m. La partie au Nord des enrochements est caractérisée par une érosion maximale également atteinte le 03 avril 2017, mais cette fois, l'abaissement du haut de plage a atteint près de 2 m. Le recul du pied de dune associé est de 15 m. La partie Nord suit une évolution morphologique particulière : le profil du 23 décembre ressemble effectivement à celui des autres zones, toutefois, il ne correspond pas à une érosion de la berme mais plutôt à un engraissement le long du profil (+1 m dans la zone intertidale). L'abaissement maximal correspond au profil du 17 avril 2017 (pointillés orange), et équivaut à une érosion de 2 m et d'un recul du pied de dune de 15 m.

Ainsi, les zones au Sud et face aux enrochements suivent une dynamique semblable ; la partie située au milieu de la zone d'étude semble être une zone de transition entre les zones Nord et Sud.

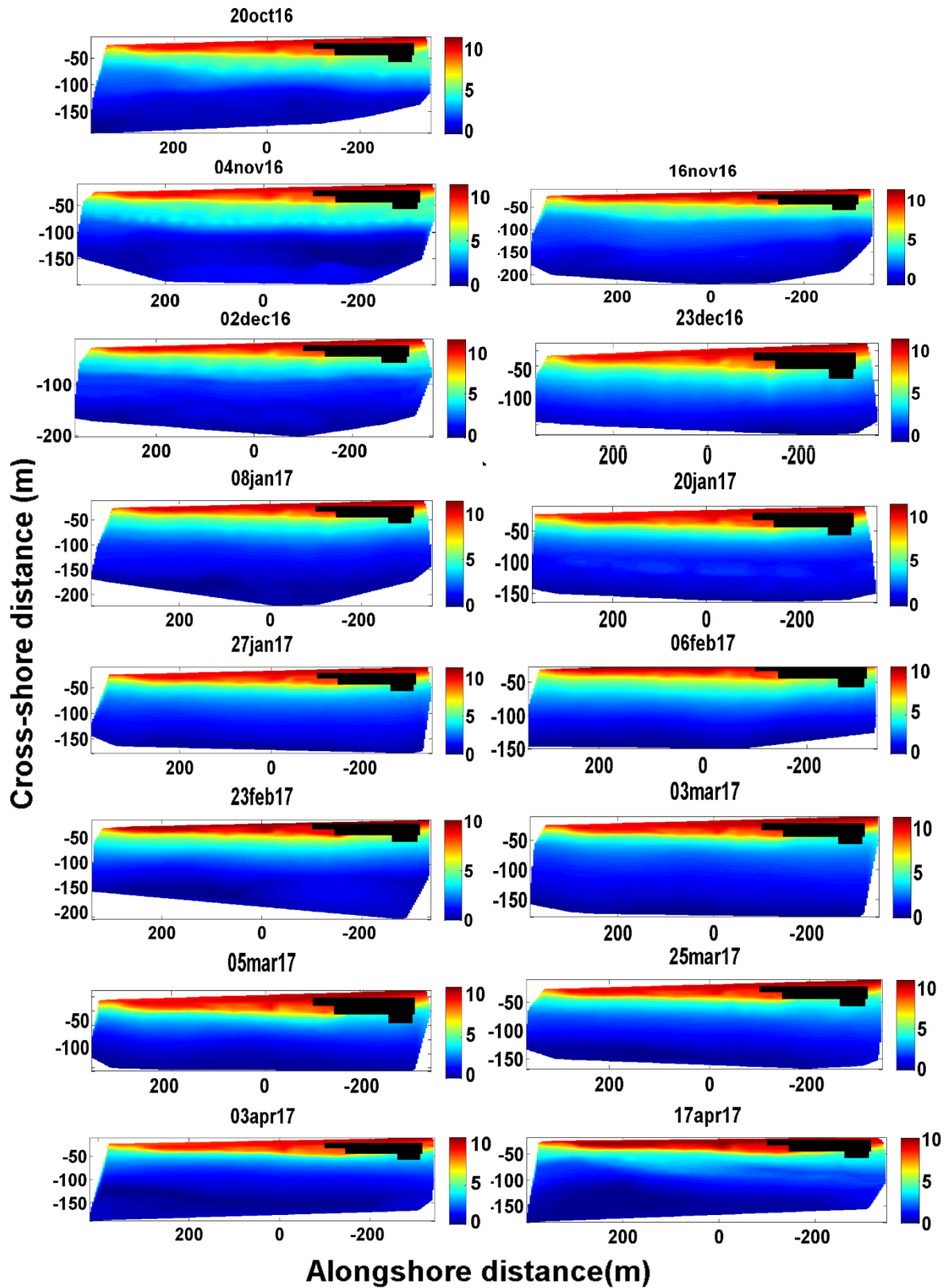


Figure 6.3.1.1: Cartes topographiques de la plage de Biscarrosse durant l'hiver 2016/2017.

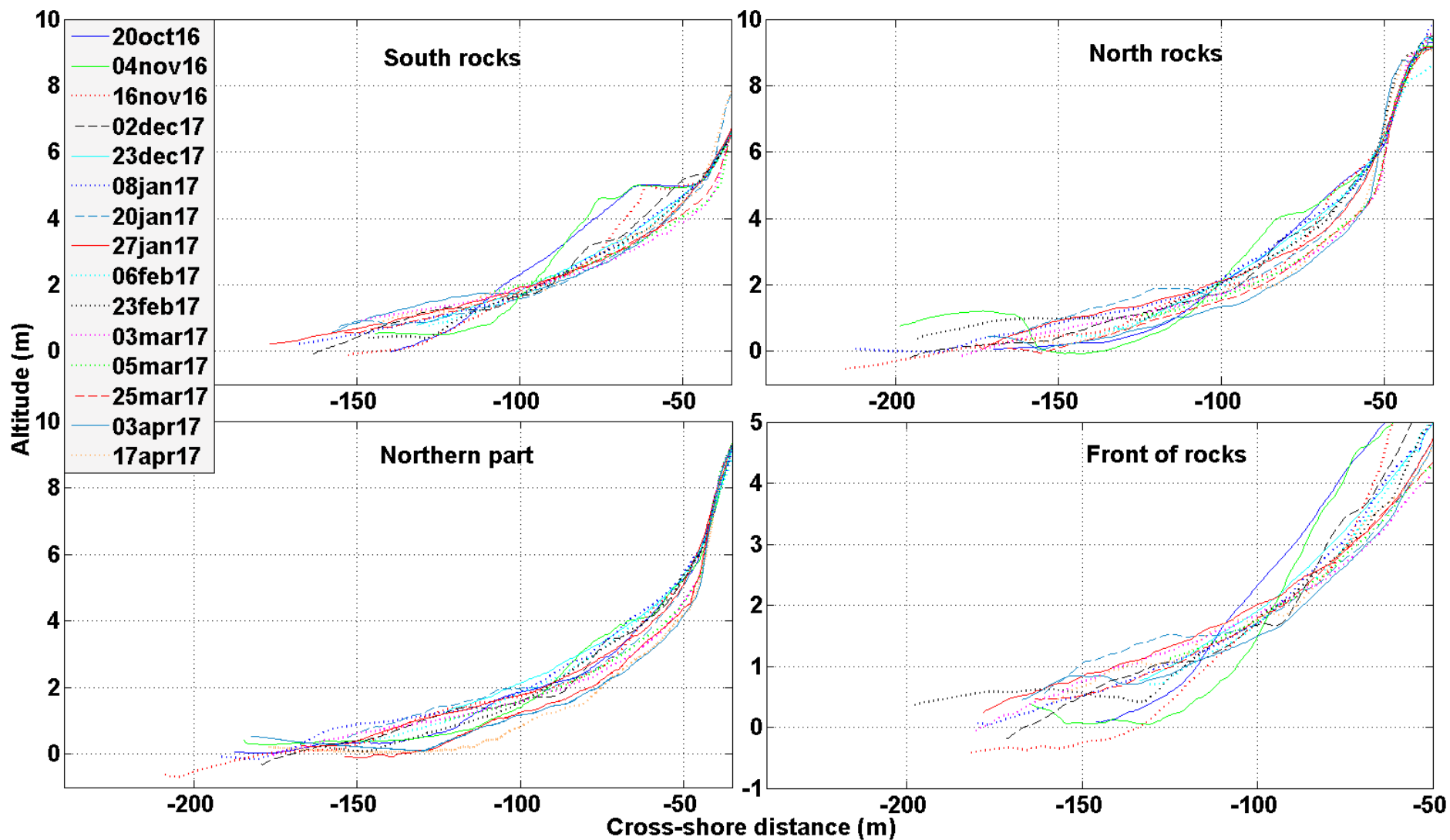


Figure 6.3.1.2: Profils cross-shore extraits ponctuellement durant l'hiver 2016/2017, localisés en quatre zones différentes selon l'axe longshore: au Sud des enrochements ("South rocks"), au Nord des enrochements ("North rocks"), au Nord du site d'étude ("Northern part") et en face des enrochements ("Front of rocks").

La figure 6.3.1.3 est un rappel de l'évolution morphologique de la plage de Biscarrosse pendant l'été 2016, décrite dans le Chapitre V. L'une des observations majeures de ce chapitre était la forte variabilité longshore observée lors de la période de ré-engraissement estivale.

Comme précédemment pendant l'hiver (6.3.1.1), cette variabilité est mise en relief par l'extraction de profils cross-shore, également localisés au Nord, en face et au Sud des enrochements, ainsi qu'au Nord de la zone d'étude. Les 60 profils sont tracés dans la figure 6.3.1.4, par zones d'intérêt. Comme pour la saison hivernale, les zones situées en face et au Sud de la structure suivent des tendances similaires. Pour ces deux zones, l'évolution de la morphologie de la plage est assez simple à suivre. La première berme se met en place en haut de plage au début du mois de juin (courbe cyan et pointillés bleus) avec une amplitude de sa crête de 1,5 m. Ensuite, la crête de la berme prograde jusqu'au 15 juin (courbe rose) puis s'aggrave jusqu'au 22 juin (courbe rouge). La pente de la berme s'adoucit par la suite : le sédiment de la crête de la berme migre vers la dune, le haut de plage est engraisé, le profil de la berme est moins escarpé. A partir du 8 Juillet (pointillés noirs), le haut de plage reste engraisé, mais une barre se forme en bas de plage (visible également sur la figure 6.3.1.3). La crête de cette barre a une amplitude de 2 m. On peut suivre sa migration onshore entre les mois de juillet et août, engraisant de plus en plus le haut de plage. Durant le mois d'octobre (traits rose et bleus) la plage supratidale est progressivement érodée et la plage intertidale engraisée.

La section au nord des enrochements suit quasiment les tendances décrites précédemment, avec pour principale différence la non migration onshore de la barre : la barre formée en haut de plage ne bouge pas.

Enfin, l'extrémité Nord de la plage évolue différemment : la berme formée début juin a une amplitude plus faible (1 m). Là encore, la berme ne migre pas. La barre formée le 22 juin, contrairement à ce qui a été observé pour le reste de la plage, n'est pas maintenue. La barre est érodée dès le 1^{er} juillet (pointillés orange), et le sédiment est déposé au niveau de la plage intertidale. Le profil de plage devient de plus en plus concave en avançant dans la saison, jusqu'à atteindre le profil d'équilibre typique d'hiver le 13 septembre (pointillés cyan). Le haut de plage subit une érosion de -1,5 m entre le 1^{er} juillet et le 13 septembre. Contrairement à ce qui est généralement observé en fin d'été, le mois d'octobre permet une élévation significative de tout le profil de plage : +1 m au début du mois d'octobre, et encore +1 m entre les 3 et 25 octobre.

Ainsi, la variabilité longshore de la réponse de la plage durant la saison estivale est fortement marquée : le ré-engraissement saisonnier débute par la zone soumise à l'influence directe des enrochements. De plus, la berme est plus stable dans la section Sud de la plage que dans la Nord.

Toutefois, comme pour l'hiver, la zone au nord des enrochements est influencée par la dynamique liée à la structure : elle est représentative des évolutions des deux extrémités (Nord et Sud) de la zone d'étude.

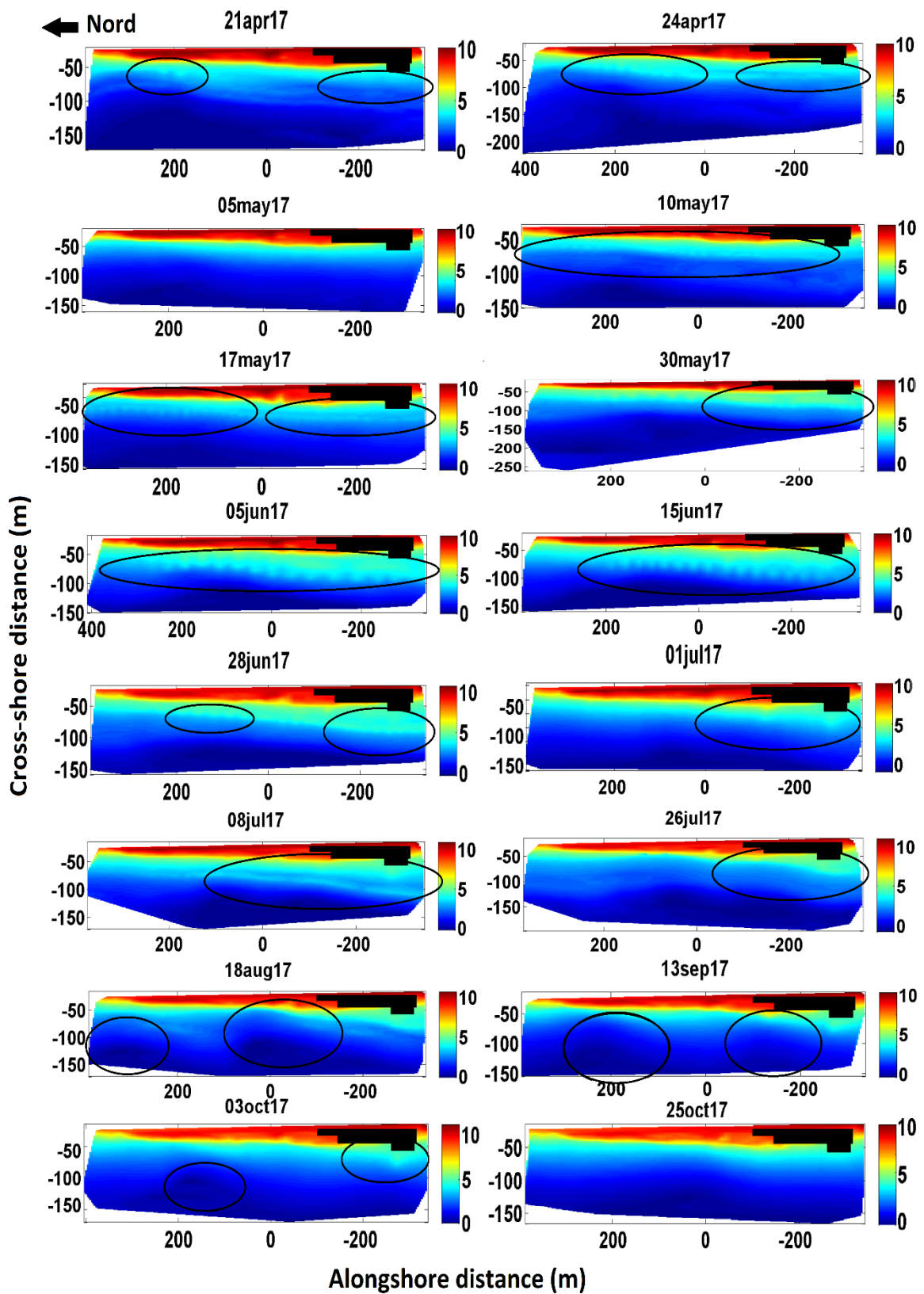


Figure 6.3.1.3: Cartes topographiques de la plage de Biscarrosse durant l'été 2017.

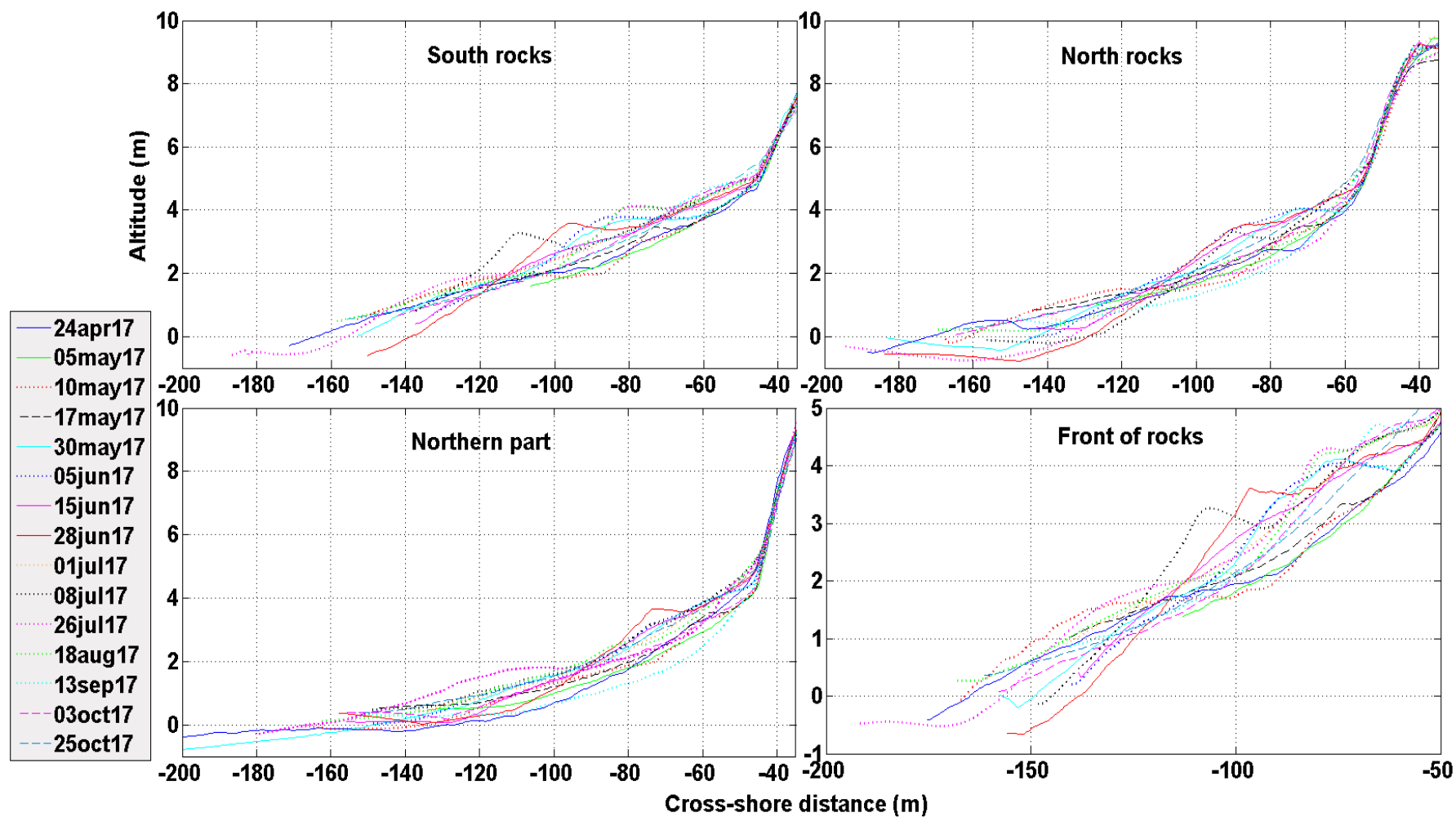


Figure 6.3.1.4: Profils cross-shore extraits ponctuellement durant l'été 2017, localisés en quatre zones différentes selon l'axe longshore: au Sud des enrochements ("South rocks"), au Nord des enrochements ("North rocks"), au Nord du site d'étude ("Northern part") et en face des enrochements ("Front of rocks").

6.3.2 Bilan

La morphodynamique de Biscarrosse pendant l'hiver 2016/2017 montre une réponse différente entre les sections Nord, faiblement anthropisée, et Sud de la plage, fortement anthropisée. En effet, le Nord du site d'étude est soumis à une érosion du profil de plage plus importante, qui se poursuit plus longtemps dans la saison et associée à un recul du pied de dune plus important. Ainsi, à la fin de l'hiver, le Nord présente un niveau de plage abaissé par rapport au Sud. La réponse estivale est également soumise à une variabilité longshore. La reconstruction de la berme est plus tardive dans la partie Nord. De plus, la berme formée y est moins stable dans le temps.

La variabilité longshore de la réponse morphologique de la plage de Biscarrosse est significativement marquée et influencée par les différentes stratégies d'aménagement déployées sur le site. En effet, la saison hivernale est caractérisée par une période d'érosion de la partie Nord de la plage (moins anthropisée) plus longue, aboutissant à un abaissement de son profil plus marqué. De plus, le ré-engraissement saisonnier, durant l'été 2017, a débuté par la section Sud de la plage (fortement anthropisée), reconstruisant une berme plus stable qu'au Nord. Ainsi, la morphologie pre-saisonnière semble également jouer un rôle : le Nord de Biscarrosse montre un ré-engraissement saisonnier moins important que le Sud, qui pourrait être lié à l'abaissement du profil de la plage Nord (par rapport à la Sud) à la fin de l'hiver 2016/2017.

6.3.3 Volumes

La figure 6.3.3.1 représente les variations du volume (ΔV), calculé entre les isocontours MSL et 9 m pour la zone à ganivelles en rouge, et entre le MSL et 5 m pour la zone soumise à l'impact des enrochement en bleu. La limite supérieure choisie pour la zone enrochée est réduite à 5 m, puisque les enrochements sont fixés à la dune et ne permettent d'y accéder, limitant l'accès à 5 m au maximum. Le ΔV est normalisé par rapport au premier levé, mesuré le 24 novembre 2015. Les patchs jaunes soulignent les périodes de ré-ensablement du pied de dune par la commune de Biscarrosse.

Entre novembre 2015 et mars 2016, une diminution significative du volume de la plage est mesurée. Néanmoins, la zone enrochée connaît une érosion maximale 1,5 fois plus importante que la zone à ganivelles. De mars à mai, la plage s'engraisse progressivement ; on note un pic dans le ΔV de la zone à ganivelle en mai 2016. Ce même pic arrive 2 mois plus tard dans la zone enrochée : il y a un décalage temporel dans la reconstruction de la berme. L'hiver 2016/2017, est également marqué par ce

décalage temporel : l'érosion de la plage à ganivelles observée en fin d'été ne débute que deux mois plus tard dans la section enrochée. De plus, de novembre 2016 à mars 2017, le décalage temporel dans la réponse des deux sections de la plage semble se réduire peu à peu. A partir de mars 2017 jusqu'à mars 2018, les évolutions des deux zones sont de nouveau synchrones et suivent des tendances similaires. Là encore, les amplitudes sont différentes mais cette fois, c'est la zone à ganivelles qui est le plus érodée. En effet, entre mai et août 2017, la section de plage influencée par les enrochements récupère 3 fois plus de sédiments que la section à ganivelles. Cette tendance se poursuit pendant l'hiver 2017/2018 : la section Nord de Biscarrosse est bien plus érodée que l'extrémité Sud de la plage. De plus, les campagnes de ré-ensablement ne semblent pas influencer significativement les variations de volume de la plage, quelle que soit la zone étudiée. Ces campagnes servent principalement à créer une zone tampon en période de crise (tempêtes), dans le but d'anticiper l'érosion du pied de dune.

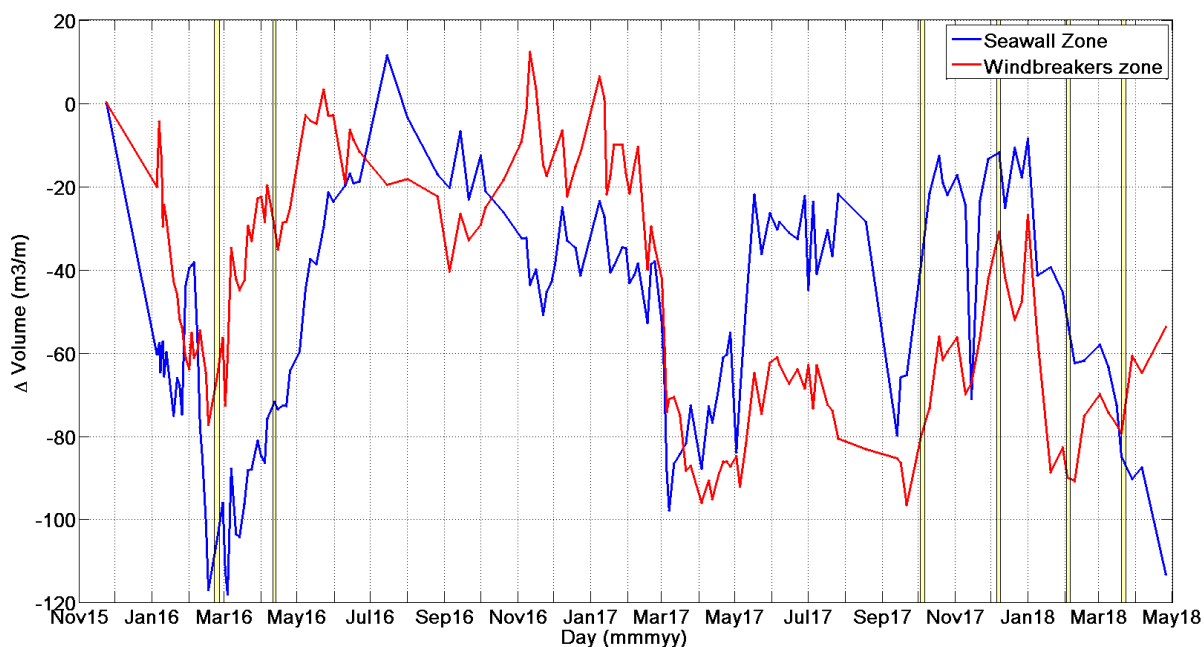


Figure 6.3.3.1: Variations du volume (ΔV) des sections de plage enrochée (bleu) et à ganivelles (rouge), patches jaunes : périodes de ré-ensablement du pied de dune.

6.4 Impacts à plus grande échelle spatiale

La plage de Biscarrosse est considérée comme peu anthropisée comparée aux sites Dynalit de la côte Basque. Néanmoins, des aménagements de la dune ont été réalisés pour permettre un accès facile et esthétique à la plage : la dune est couverte de gazon, des chemins d'accès bétonnés longent la crête de la dune, et un parking a été construit au niveau de la dune de la plage centrale. Ainsi, toute la dune

est fixée sur 700 m de linéaire côtier ; de plus, l'arrière dune à Biscarrosse est complètement urbanisée sur environ 2km de linéaire côtier. Ces aménagements perturbent la dynamique naturelle de la dune que ce soit sur des échelles de temps courtes ou longues.

La figure 6.4.1 montre des images satellites de Biscarrosse ; la dune fixée est clairement visible au centre de chaque photo. Au nord et au sud de cette section aménagée, la dune est naturelle : elle semble s'étendre bien plus à l'Est. En effet, le sable est transporté par des processus éoliens vers l'intérieur des terres (e.g. Clabaut et al., 2000). Ces migrations naturelles sont nécessaires à l'équilibre de la dune (e.g. Ruessink et al., 2017 ; Guillot et al., 2018) et à sa capacité à protéger les côtes des inondations notamment liées à la surcote hivernale.

De plus, le recul du trait de côte, assimilé ici au pied de dune (Castelle et al., 2015), semble plus marqué au Nord et au Sud de Biscarrosse : ce repli naturel de la dune, est le moyen le plus efficace pour le système de réduire son érosion en élargissant la zone d'accommodation de la plage (e.g. Ruz & Meur-Ferec, 2004). En fixant une partie du système, les échanges sédimentaires entre la dune et la plage sont limités, et la zone d'accommodation réduite : le haut de plage et le pied de dune sont donc plus facilement soumis aux conditions hydrodynamiques. Ainsi, fixer une partie du trait de côte semble avoir les mêmes effets que les enrochements déployés au Sud de la plage de Biscarrosse.



Figure 6.3.3.1 : Images satellites de Biscarrosse pour les hivers 2015/2016 et 2016/2017.

6.5 Conclusion

Les aménagements des côtes, que ce soit dans le but de limiter les érosions, ou d'améliorer l'esthétique d'un lieu hautement touristique, associée à une forte urbanisation en arrière dune, impactent la dynamique naturelle des systèmes côtiers à différentes échelles de temps, aggravant parfois la problématique érosive de départ. L'hiver 2015/2016, ainsi que l'été 2016 sont caractérisés par des évolutions morphodynamiques qui suivent le schéma saisonnier notamment décrit par Phillips (2017). Néanmoins, la présence des enrochements au Sud de la plage de Biscarrosse, associée à un courant d'arrachement stable (face aux enrochements), ont induit une variabilité longshore de la réponse du système. En hiver, cette variabilité est marquée par une érosion plus importante de la section Sud ; un décalage temporel de la reconstruction de la berme en été est mesurable, conduisant à un retard du ré-engraissement de la section Sud (deux mois environ).

L'hiver 2016/2017 a, quant-à-lui, subi des conditions hydrodynamiques moins énergétiques que pendant l'hiver précédent, ainsi qu'une évolution morphologique plus complexe (Chapitre 4). Toutefois, une variabilité longshore était également observable : à la fin de l'hiver, le profil de plage au Nord était plus érodé qu'au Sud. Cette tendance est donc à l'opposé de celle observée l'année précédente. La saison estivale de 2017 est également marquée par une forte variabilité longshore de la morphodynamique de la plage (Chapitre V). Contrairement à l'été 2016, la reformation de la berme et le ré-engraissement de la plage débute par la partie Sud. La difficulté de la plage à retrouver un équilibre de « beau temps » dans la partie Nord semble ici liée à la complexité morphologique du système à la fin de l'hiver. En effet, la section Nord est abaissée par rapport à la Sud.

La variabilité longshore sur de courtes échelles de temps semble donc dépendre à la fois des conditions naturelles : hydrodynamiques (vagues, marée, courants d'arrachement) et de la morphologie de la plage. Néanmoins la stratégie d'aménagement choisie et les interactions entre les ouvrages de défense et la dynamique naturelle de la plage ne peuvent être négligées.

La zone d'étude n'étant pas complètement naturelle, nos observations quant à l'érosion rapide et marquée du pied de dune sont à relativiser. En effet, la position du trait de côte (ou le pied de dune) n'est pas à l'équilibre, comparée aux zones naturelles au Nord et au Sud de Biscarrosse ; le trait de côte de notre site d'étude est situé plus au large. Il est donc plus accessible aux conditions hydrodynamiques (vagues, marée).

Chapitre VII

Conclusions

et

Perspectives

7.1 Conclusions

Les côtes sableuses représentent à elles-seules 31% des littoraux mondiaux. Dans un contexte d'urbanisation croissante des littoraux et de changement climatique, la morphodynamique des côtes sableuses a fait l'objet de nombreuses études ces dernières décennies. Dès les années 1980, Wright & Short (1984) ont démontré que la plage était en ajustement permanent avec le forçage hydrodynamique introduisant par là le concept d'équilibre dynamique de la plage. Ils ont alors proposé un modèle d'évolution des environnements sableux, en fonction des conditions hydrodynamique. De plus, cette adaptation des systèmes aux forçages s'observe à différentes échelles de temps allant de l'échelle de la marée ou de l'événement (court terme), aux échelles décennales voire centennales, et au-delà (long à très long terme), en passant par l'échelle saisonnière (moyen terme).

Le premier objectif principal de cette thèse était d'apporter une meilleure compréhension de la réponse événementielle de la plage en s'appuyant sur une base de données suffisamment longue (deux saisons hivernales) pour couvrir un grand nombre d'événements énergétiques, à très haute fréquence. Cette échelle de temps permettant de mieux identifier l'effet cumulé (ou non) lors des clusters, et d'identifier les raisons pour lesquelles des observations contrastées ont été rapportées dans la littérature. Pour répondre à cette problématique, j'ai construit une base de données acquise à haute fréquence et composée de 150 levés DGPS sur 29 mois. J'ai ainsi pu déterminer, que la réponse des plages sableuses aux clusters ne résulte pas de la somme des impacts induits par chaque tempête d'un cluster : l'effet supposé cumulé des clusters n'est donc pas toujours vérifié. De plus, en accord avec le modèle de Voudoukas et al. (2012), lors d'un cluster, un changement des conditions hydrodynamique (augmentation des hauteurs de vagues ou du niveau d'eau) est nécessaire pour que la seconde tempête de la succession ait un impact significatif sur le système.

Le second objectif de cette thèse était de proposer des éléments pour une meilleure compréhension de la réponse saisonnière de la plage, que ce soit hivernale ou estivale, dans le but de mettre en relief les principaux processus impliqués à cette échelle.

J'ai étudié deux hivers successifs, présentant des conditions énergétiques différentes et un profil de plage d'avant saison analogue, mais un bilan sédimentaire saisonnier similaire. Mes travaux montrent que la réponse hivernale ne dépend donc pas uniquement des conditions énergétiques et du profil pre-hivernal de la plage. En particulier, j'ai ainsi pu montrer, que les courtes échelles de temps et le séquençage des événements jouent également un rôle clé dans cette réponse morphologique saisonnière. C'est pourquoi, l'évolution des systèmes sableux à l'échelle saisonnière hivernale ne peut être ramenée à la somme des évolutions induites par les événements énergétiques : de nombreux

paramètres doivent être pris en compte comme les conditions hydrodynamiques (les caractéristiques des vagues et de la marée via H_s , les flux d'énergie et le flux d'énergie normalisé par le marnage), les séquençages des événements érosifs et reconstructifs, le ré-engraissement post-événement lié aux conditions hydrodynamiques, ainsi que les transports sédimentaires cross-shore et longshore, la position de la barre interne et des courants d'arrachements. Ces résultats amènent un questionnement quant à la limitation des prévisions des évolutions morphologiques saisonnières, basées sur le principe d'équilibre des plages sableuses, du point de vue de la gestion des littoraux (e.g. Baart et al., 2015 ; Reeves et al., 2016).

Lors de mon étude, j'ai également caractérisé les périodes de reconstruction des systèmes sableux durant deux étés successifs, en me basant sur l'évolution et la reformation de la berme. Les deux étés ont présenté des conditions hydrodynamiques variées et des profils de plage pré-estivaux différents. De plus, la réponse morphologique du système aux deux étés a été très différente, avec une berme stable et bien formée au cours du premier été, et une berme rapidement érodée au cours du second été. Toutefois, aucun des processus testés par corrélation paramètre à paramètre n'a été réellement significatif pour identifier les processus clés de la reconstruction des plages.

Cependant, j'ai aussi pu remarquer une forte variabilité longshore de la réponse du système à la saison estivale qui semble être liée à la présence de courant d'arrachement et aux caractéristiques des barres sableuses. Ces résultats sont concordants avec les observations de Phillips (2017) qui a démontré le rôle clé de la barre interne dans les périodes de reconstruction des plages sableuses.

L'étude de deux étés et deux hivers successifs a ainsi permis d'identifier les interactions entre les saisons et l'impact de la saison hivernale sur l'estivale, et l'influence de la dynamique événementielle sur la dynamique saisonnière. Elle a aussi permis de mettre en relief l'impact de l'urbanisme et des stratégies d'aménagement dans la réponse du système, à différentes échelles de temps.

La base de données a également d'ores et déjà permis d'alimenter des systèmes opérationnels de prévision d'érosion (Early Warning System, e.g. Nicoale-Lerma et al., 2018) pour la côte Aquitaine et offre ainsi des retombées sociétales.

7.2 Perspectives

7.2.1 Le suivi de l'hiver 2017/2018

Dans ce manuscrit, le lien entre les saisons, et l'impact de la saison hivernale sur la saison estivale a pu être mis en relief. Toutefois, il semble que la saison estivale ait également une influence sur la réponse morphologique de la plage à la saison hivernale suivante. En effet, la reconstruction du système lors de l'été 2017 n'a été que peu efficace, et il serait intéressant d'étudier la morphodynamique du système durant l'hiver 2017/2018. Dans ce but, l'effort de d'acquisition de données a été poursuivi jusqu'en avril 2018, mais les données n'ont pas pu être incluses dans cette thèse. Cependant, j'ai pu constater, en allant au moins une fois par semaine sur le terrain, que l'hiver a été particulièrement érosif pour le système (fig. 7.2.1), malgré de fréquentes campagnes de ré-ensablement du haut de plage. A la sortie de l'été 2018, le profil de plage est toujours concave, la plage n'a pas récupéré. On peut alors se poser la question de l'évolution du système biscarrossais, à plus long terme.



Figure 7.2.1: Photo du pied de dune à Biscarrosse, le 02 février 2018.

7.2.2 Le suivi des barres sableuses

Les barres sableuses jouent un rôle important dans la morphodynamique des systèmes sableux (e.g. Almar et al, 2009 ; van de Lageweg et al., 2013 ; Sénéchal et al., 2015 ; Castelle et al., 2017). Le manque de données concernant, notamment, la barre interne est un biais de cette étude. Le système vidéo n'ayant pas fonctionné, une méthode d'extraction d'isocontour à partir d'image satellites est en développement et d'adaptation pour extraire la position des barres (interne et externe) au niveau du site de Biscarrosse, en collaboration avec les chercheurs en télédétection Frédérique Frappart et Bertrand Lubac (e.g. travaux préliminaires de Labarthe, 2018). Des images vidéo (SPOT, Landsat8 et Sentinel) ont été récupérées et couvrent une période allant de 2002 à 2018 (Figure 7.2.2). Grâce à ces images, il sera possible de suivre la position des barres et des courants d'arrachement, mais également la migration de bancs de sable, venant du Bassin d'Arcachon, et semblant alimenter périodiquement la plage de Biscarrosse.

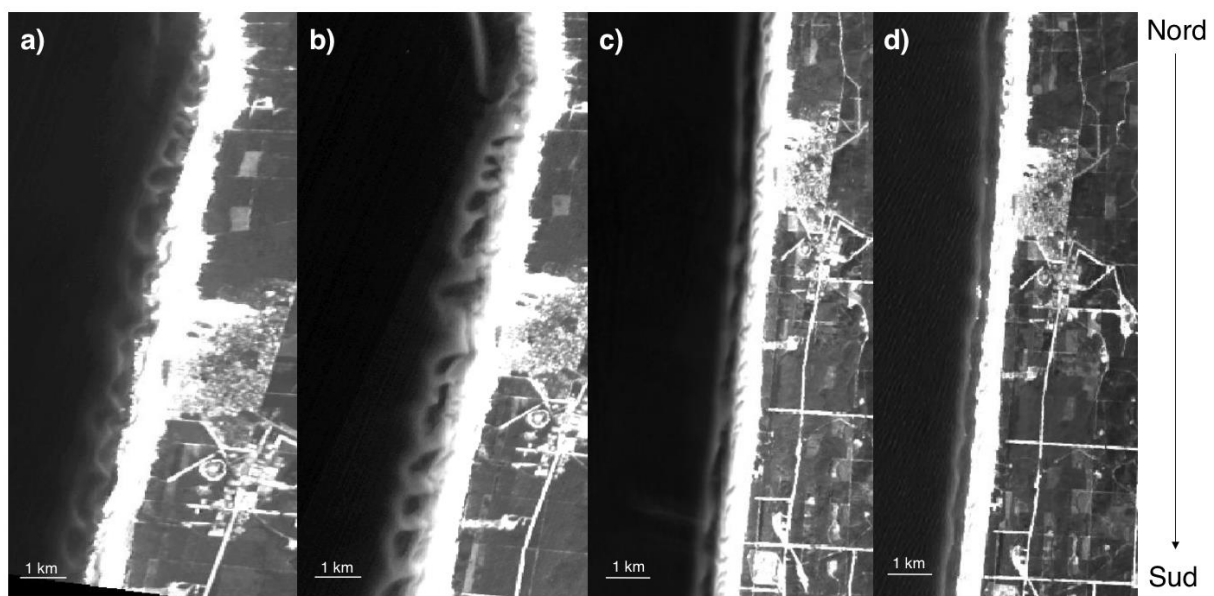


Figure 7.2.2: Exemples d'images couvrant la zone de Biscarrosse (extrait de Labarthe, 2018).

7.2.3 Le modèle Xbeach

Le modèle Xbeach est un modèle de propagation des vagues, de transport sédimentaire et d'évolution morphologique des systèmes plage/dune couramment utilisé dans la prédiction d'évolution des systèmes en périodes de tempêtes (e.g. Roelvink et al, 2009 ; McCall et al. 2010 ; Lindemer et al., 2010 ;

Orzech et al. 2011, Vousdoukas et al., 2013). Ce modèle est toutefois moins performant quant à la prédiction des périodes de ré-engraissement.

Dans le contexte de l'évolution du système de Biscarrosse, des études préliminaires ont été menées avec le modèle Xbeach dans le cadre d'un stage de Master 2 que j'ai co-encadré (Barré, 2016). L'objet de ce stage était d'explorer le rôle du niveau d'eau et des hauteurs de vagues sur l'évolution du profil de plage. Ainsi, partant d'une même configuration idéalisée à double barres, plusieurs marnages et hauteurs de vagues ont été testés (Figure 7.2.3). Ce travail préliminaire doit néanmoins être approfondi avant de pouvoir en tirer des conclusions.

L'étape suivante serait d'utiliser le modèle afin d'une part de mieux évaluer la résilience du système et d'autre part d'évaluer les effets des ré-engraissements anthropiques. Concernant la résilience du système le principe serait, de forcer les conditions d'une tempête et de niveau d'eau (toujours les mêmes forçages en entrée), et de regarder, en sortie, la réponse morphologique du système en modifiant le profil de départ (concave, convexe, barre interne plus ou moins proche du bas de plage, etc.). Il serait alors possible d'estimer si les évolutions naturelles observées entre deux évènements de tempêtes (en particulier dans un cluster) améliorent la résilience du système à la tempête suivante. Concernant les ré-engraissements anthropiques, ceci sont essentiellement réalisés en haut de plage et peuvent de fait modifier les processus de jet de rive. Il serait intéressant d'évaluer leur bénéfice à court et moyen terme. Des discussions ont été initiées avec des collègues du BRGM-Pessac pour explorer ces différentes pistes.

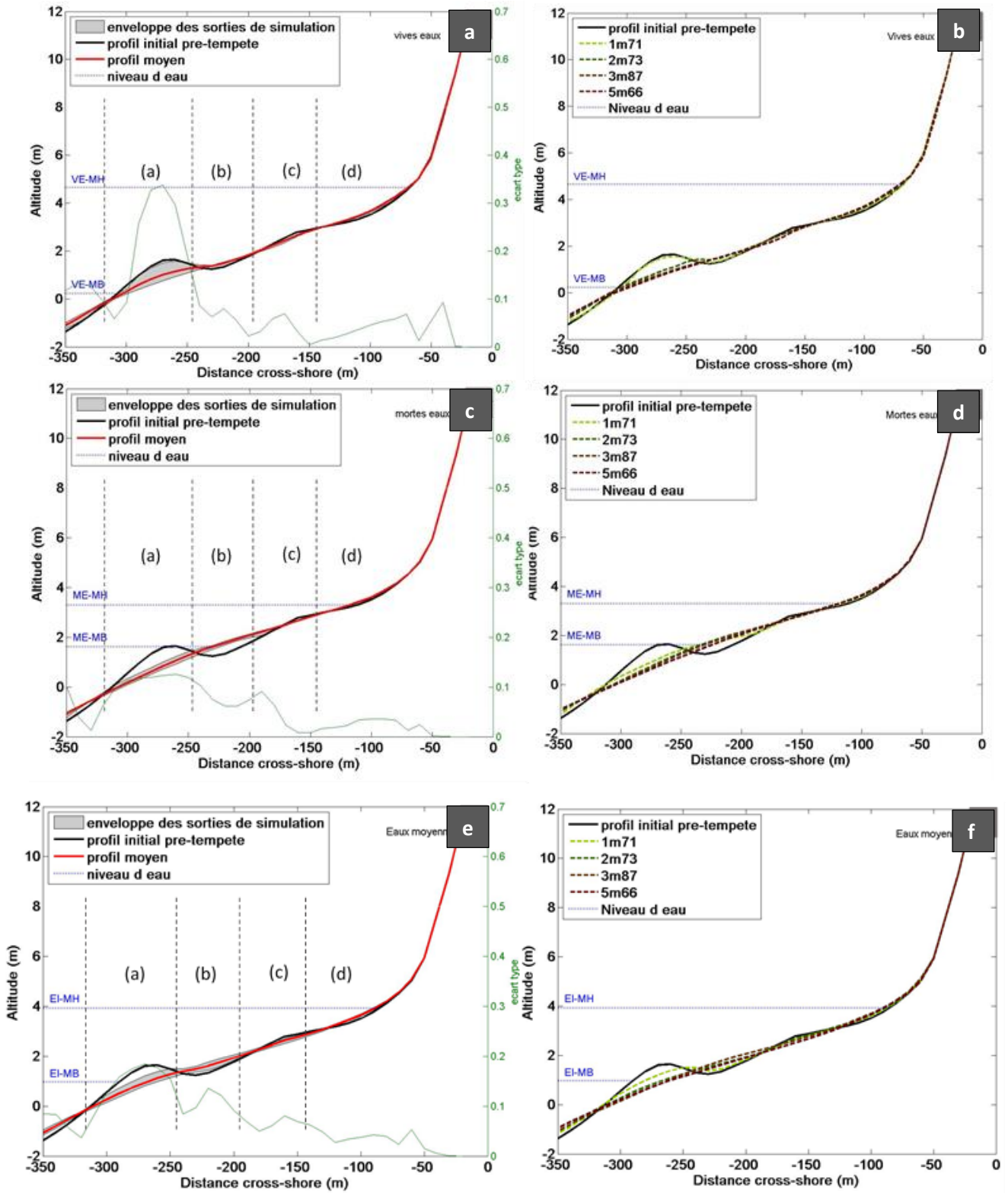


Figure 7.2.3 : Influence du marnage : vives eaux (a, b), mortes eaux (c, d) et marnage intermédiaire (e, f) ainsi que de la hauteur des vagues sur la réponse du profil de plage (modifié de Barré, 2016).

7.2.4 Le projet HOOPLA

Mes observations ont finalement servi de base de réflexion à la mise en place d'un projet, par le laboratoire EPOC (Nadia Sénéchal), dans le but d'améliorer les connaissances, en termes de processus hydrodynamiques et sédimentaires, en lien avec les différentes interactions entre le système plage et les structures de défense. Le projet HOOPLA (Interactions entre processus HydrOsédimentaires et Ouvrage de défense : impact sur la morphodynamique de la PLAge) est mené par les laboratoires EPOC (Bordeaux), I2M (Bordeaux), LGO (Brest) et MIO (Toulon) ; il est subventionné par l'Initiative Structurante EC2CO (DRILL). Il vise à répondre aux quatre thématiques suivantes : 1) la quantification de l'énergie réfléchie (réflexion des ondes et notamment des ondes infragravitaires) et son impact sur la stabilité de l'ouvrage (aspects acoustiques et vibratoires), 2) la dynamique du jet de rive et du transport sédimentaire associé, 3) dynamique de la nappe en lien avec la présence de structures, et 4) l'évolution du profil de plage. Le projet HOOPLA a été accepté et est actuellement en cours.

Bibliographie

- Aarninkhof, S. G., Turner, I. L., Dronkers, T. D., Caljouw, M., & Nipius, L., 2003. A video-based technique for mapping intertidal beach bathymetry. *Coastal Engineering*, 49(4), 275-289.
- Abadie, S., Butel, R., Mauriet, S., Morichon, D., Dupuis, H., 2006. Wave climate and longshore drift on The South Aquitaine Coast. *Continental Shelf Research*, 26(16):1924-1939.
- Almar, R., Coco, G., Bryan, K.R., Huntley, D.A., Short, A.D., Senechal, N., 2008. Video observations of beach cusp morphodynamics. *Mar. Geol.* 254, 216–223.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.05.008>
- Almar, R., Castelle, B., Ruessink, B.G., Senechal, N., Bonneton, P., Marieu, V., 2009. High-frequency video observation of two nearby double-barred beaches under high-energy wave forcing. *J Coast Res SI56* 1706–1710.
- Almar, R., Catalan, P., Ibaceta, R., Blenkinsopp, C., Cienfuegos, R., Villagran, M., Aguilera, J.C., Castelle, B., 2014. SWASH ZONE BASED REFLECTION DURING ENERGETIC WAVE CONDITIONS AT A DISSIPATIVE BEACH: TOWARD A WAVE-BY-WAVE APPROACH. *Coast. Eng. Proc.* 1, 34.
<https://doi.org/10.9753/icce.v34.currents.34>
- Almar, R., E. Kestenare, J. Reyns, J. Jouanno, E.J. Anthony, R. Laibi, M. Hemer, Y. Du Penhoat, R. Ranasinghe, 2015. Response of the Bight of Benin (Gulf of Guinea, West Africa) coastline to anthropogenic and natural forcing, Part1: Wave climate variability and impacts on the longshore sediment transport, *Continental Shelf Research*, 110, 48-59
- Almar, R., Almeida, P., Blenkinsopp, C., 2016. Interactions entre la zone de déferlement et le jet de rive sur une plage à terrasse. XIVèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil Toulon, 29 juin au 1er juillet 2016
- Almar, R., n.d. COASTVAR: understanding the processes responsible for the observed large coastal variability and quantifying their impact 3.
- Almeida, P., 2016. Swash zone morphodynamics of sandy beach with low tide terrace during and after a Typhoon, Journées Nationales de Génie Côtier, Génie Civil, Toulon, Juin 2016 (Paralia eds).
- Almonacid-Caballer, J., Sánchez-García, E., Pardo-Pascual, J. E., Balaguer-Beser, A. A., & Palomar-Vázquez, J. (2016). Evaluation of annual mean shoreline position deduced from Landsat imagery as a mid-term coastal evolution indicator. *Marine Geology*, 372, 79-88.
- Andriolo, U., Almeida, L. P., & Almar, R. (2018). Coupling terrestrial LiDAR and video imagery to perform 3D intertidal beach topography. *Coastal Engineering*, 140, 232-239.
- Angnuureng, D.B., Almar, R., Senechal, N., Castelle, B., Addo, K.A., Marieu, V., Ranasinghe, R., 2017a. Shoreline resilience to individual storms and storm clusters on a meso-macrotidal barred beach. *Geomorphology* 290, 265–276. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.04.007>
- Angnuureng, D.B., Almar, R., Senechal, N., Castelle, B., Appeaning Addo, K., Marieu, V., Ranasinghe, R., 2017b. Two and three-dimensional shoreline behaviour at a MESO-MACROTIDAL barred beach. *J. Coast. Conserv.* 21, 381–392. <https://doi.org/10.1007/s11852-017-0516-6>
- Angnuureng, P.D.B., n.d. Shoreline response to multi-scale oceanic forcing from video imagery 184.
- Angnuureng, D. B., Addo, K. A., Almar, R., & Dieng, H. (2018). Influence of sea level variability on a micro-tidal beach. *Natural Hazards*, 93(3), 1611-1628.
- Anthony, E. J., 2013. Storms, shoreface morphodynamics, sand supply, and the accretion and erosion of coastal dune barriers in the southern North Sea. *Geomorphology*.
- Anthony, E. J., Almar, R., & Aagaard, T. (2016). Recent shoreline changes in the Volta River delta, West Africa: the roles of natural processes and human impacts. *African journal of aquatic science*, 41(1), 81-87.
- Arkema, K. K., Guannel, G., Verutes, G., Wood, S. A., Guerry, A., Ruckelshaus, M., ... & Silver, J. M.

2013. Coastal habitats shield people and property from sea-level rise and storms. *Nature Climate Change*, 3(10), 913.
- Arozarena, I., Houser, C., Echeverria, A. G., & Brannstrom, C. (2015). The rip current hazard in Costa Rica. *Natural Hazards*, 77(2), 753-768.
- Aubrey, D. G. (1979). Seasonal patterns of onshore/offshore sediment movement. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 84(C10), 6347-6354.
- Ba, A., & Senechal, N., 2013. Extreme winter storm versus summer storm: morphological impact on a 644 sandy beach. *Journal of Coastal Research*, 65(sp1), 648-653.
- Baart, F., van Ormondt, M., van Thiel de Vries, J.S.M., van Koningsveld, M., 2016. Morphological impact of a storm can be predicted three days ahead. *Comput. Geosci., Uncertainty and Sensitivity in Surface Dynamics Modeling* 90, 17–23. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.11.011>
- Backstrom, J., Jackson, D., Cooper, A., & Loureiro, C. (2015). Contrasting geomorphological storm response from two adjacent shorefaces. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(15), 2112-2120.
- Barlas, B., & Beji, S. (2016). Rip current fatalities on the Black Sea beaches of Istanbul and effects of cultural aspects in shaping the incidents. *Natural Hazards*, 80(2), 811-821.
- Barrere, P. (1992). Dynamics and management of the coastal dunes of the Landes, Gascony, France.
- Basco, D.R. (2006). Seawall impacts on adjacent beaches: Separating fact from fiction. *Journal of Coastal Research*, SI 39, pp 741-744.
- Battiau-Queney, Y., Billet, J. F., Chaverot, S., & Lanoy-Ratel, P., 2003. Recent shoreline mobility and geomorphologic evolution of macrotidal sandy beaches in the north of France. *Marine geology*, 194(1-2), 31-45.
- Benavente, J., Harris, D.L., Austin, T.P., Vila-Concejo, A., 2011. Medium term behavior and evolution of a beach cusps system in a low energy beach, Port Stephens, NSW, Australia. *J. Coast. Res.* 5.
- Bernatchez, P., & Fraser, C., 2011. Evolution of coastal defence structures and consequences for beach width trends, Québec, Canada. *Journal of coastal research*, 28(6), 1550-1566.
- Betts, N. L., Orford, J. D., White, D., & Graham, C. J. (2004). Storminess and surges in the south-western approaches of the eastern North Atlantic: the synoptic climatology of recent extreme coastal storms. *Marine Geology*, 210(1-4), 227-246.
- Biausque, M., Senechal, N., Blossier, B., & Bryan, K. R., 2016. Seasonal Variations in Recovery Timescales of Shorelines on an Embayed Beach. *Proceeding of ICS, 2016- Sydney– Australia. Journal of Coastal Research*, 75(sp1), 353-357.
- Biausque, M., Senechal, N., Barre, A., Laigre, T., 2017. HIGH FREQUENCY MONITORING OF THE SHORELINE/BARLINE EVOLUTION OF AN OPEN SANDY BEACH, THE EXAMPLE OF BISCARROSSE BEACH (FRANCE). *Coast. Dyn.* 8.
- Bird, E., & Lewis, N. (2015). Causes of beach erosion. In *Beach Renourishment* (pp. 7-28). Springer, Cham.
- Birkemeier, W. A., Nicholls, R. J., Lee, G., 1999. Storms, storm groups and nearshore morphologic change. In: *Proc. Coastal Sediments '99*. ASCE, New York, pp. 1109–1122.
- Boak, E. H., & Turner, I. L., 2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research*, 214, 688-703.
<https://doi.org/10.2112/03-0071.1>
- Bonte, Y., 2013. Effet du swash sur l'érosion d'un escarpement de haut de plage. *Interfaces continentales, environnement*. Université de Caen, 2013. Français.
- Bouvier, C., Balouin, Y., Castelle, B., 2017. Video monitoring of sandbar-shoreline response to an offshore submerged structure at a microtidal beach. *Geomorphology* 295, 297–305. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.07.017>
- Brander, R. W., Drozdowski, D., & Dominey-Howes, D. (2014). "Dye in the Water" A Visual Approach to Communicating the Rip Current Hazard. *Science Communication*, 36(6), 802-810.

- Brander, R. W. (2015). Rip currents. In *Coastal and Marine Hazards, Risks, and Disasters* (pp. 335-379).
- Brander, R. W., & Scott, T. (2016). *Science of the rip current hazard. The science of beach lifeguarding: principles and practice*. CRC Press, Boca Raton, 67-86.
- Brenner, O. T., Lentz, E. E., Hapke, C. J., Henderson, R. E., Wilson, K. E., & Nelson, T. R. (2018). Characterizing storm response and recovery using the beach change envelope: Fire Island, New York. *Geomorphology*, 300, 189-202.
- Brewster, B. C. (2010). Rip current misunderstandings. *Natural hazards*, 55(2), 161-162.
- Brighton, B., Sherker, S., Brander, R., Thompson, M., & Bradstreet, A. (2013). Rip current related drowning deaths and rescues in Australia 2004–2011. *Natural hazards and earth system sciences*, 13(4), [1069-1075](https://doi.org/10.1069-1075).
- Brooks, S.M., Spencer, T., Christie, E.K., 2017. Storm impacts and shoreline recovery: Mechanisms and controls in the southern North Sea. *Geomorphology* 283, 48–60. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.007>
- Brown, S., Nicholls, R. J., Lowe, J. A., & Hinkel, J., 2016. Spatial variations of sea-level rise and impacts: An application of DIVA. *Climatic change*, 134(3), 403-416.
- Bruneau, N., Castelle, B., Bonneton, P., Pedreros, R., Almar, R., Bonneton, N., ... & Sénéchal, N. (2009). Field observations of an evolving rip current on a meso-macrotidal well-developed inner bar and rip morphology. *Continental Shelf Research*, 29(14), [1650-1662](https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.08.007).
- Bryson, M., Johnson-Roberson, M., Murphy, R. J., & Bongiorno, D. (2013). Kite aerial photography for low-cost, ultra-high spatial resolution multi-spectral mapping of intertidal landscapes. *PloS one*, 8(9), e73550.
- Bryson, M., Duce, S., Harris, D., Webster, J. M., Thompson, A., Vila-Concejo, A., & Williams, S. B. (2016). Geomorphic changes of a coral shingle cay measured using kite aerial photography. *Geomorphology*, 270, 1-8.
- Buscombe, D., & Masselink, G. (2006). Concepts in gravel beach dynamics. *Earth-Science Reviews*, 79(1-2), 33-52.
- Burcharth, A. L., Knudsen, M. P., & Søndergaard, H. A., 2014. Neither invented nor shared here: The impact and management of attitudes for the adoption of open innovation practices. *Technovation*, 34(3), 149-161.
- Burvingt, O., Masselink, G., Russell, P., Scott, T., 2017. Classification of beach response to extreme storms. *Geomorphology* 295, 722–737. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.07.022>
- Butel, R., Dupuis, H., & Bonneton, P., 2002. Spatial Variability of Wave Conditions on the French Atlantic Coast using In-Situ Data. *Journal of Coastal Research*, (36), 13.
- Callaghan, D. P., Nielsen, P., Short, A., & Ranasinghe, R. (2008). Statistical simulation of wave climate and extreme beach erosion. *Coastal Engineering*, 55(5), 375-390.
- Callaghan, D. P., & Wainwright, D. (2013). The impact of various methods of wave transfers from deep water to nearshore when determining extreme beach erosion. *Coastal Engineering*, 74, 50-58.
- Cariolet, J.-M. (2011). Quantification du runup sur une plage macrotidale à partir des conditions morphologiques et hydrodynamiques. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 17(1), 95- 109. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.9315>
- Castelle, B., Bonneton, P., & Butel, R. (2004). Modélisation de la morphodynamique des barres en croissant de la Côte aquitaine. VIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil, Compiègne.
- Castelle, B., Bonneton, P., Dupuis, H., Sénéchal, N., 2007a. Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal French Aquitanian Coast: A review. *Mar. Geol.* 245, 141–159. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.06.001>

- Castelle, B., Bonneton, P., Dupuis, H., Sénéchal, N., 2007b. Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal French Aquitanian Coast: A review. *Mar. Geol.* 245, 141–159. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.06.001>
- Castelle, B., Ruessink, B.G., Bonneton, P., Marieu, V., Bruneau, N., Price, T.D., 2010. Coupling mechanisms in double sandbar systems. Part 1: patterns and physical explanation. *Earth Surf. Process. Landf.* n/a-n/a. <https://doi.org/10.1002/esp.1929>
- Castelle, B., Marieu, V., Coco, G., Bonneton, P., Bruneau, N., Ruessink, B.G., 2012. On the impact of an offshore bathymetric anomaly on surf zone rip channels: BATHYMETRIC ANOMALY AND RIP CHANNELS. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JF002141>
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Ferreira, S., Parisot, J.-P., Capo, S., Sénéchal, N., Chouzenoux, T., 2014. Equilibrium shoreline modelling of a high-energy meso-macrotidal multiple-barred beach. *Mar. Geol.* 347, 85–94. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.11.003>
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Splinter, K.D., Robinet, A., Sénéchal, N., Ferreira, S., 2015. Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology* 238, 135–148. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.006>
- Castelle, B., Bujan, S., Ferreira, S., Dodet, G., 2017. Foredune morphological changes and beach recovery from the extreme 2013/2014 winter at a high-energy sandy coast. *Marine Geology* 385, 41–55. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.006>
- Castelle, B., Guillot, B., Marieu, V., Chaumillon, E., Hanquiez, V., Bujan, S., Poppeschi, C., 2018. Spatial and temporal patterns of shoreline change of a 280-km high-energy disrupted sandy coast from 1950 to 2014: SW France. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 200, 212–223. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.11.005>
- Cazenave, A., & Cozannet, G. L., 2014. Sea level rise and its coastal impacts. *Earth's Future*, 2(2), 15–34.
- Chen, B., Yang, Y., Wen, H., Ruan, H., Zhou, Z., Luo, K., Zhong, F., 2018. High-resolution monitoring of beach topography and its change using unmanned aerial vehicle imagery. *Ocean Coast. Manag.* 160, 103–116. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2018.04.007>
- Ciavola, P., Armaroli, C., Chiggiato, J., Valentii, A., Deserti, M., Perini, L., Luciani, P., 2007. Impact of storms along the Coastline of Emilia-Romagna: the morphological signature of the Ravenna coastline (Italy). *Journal of Coastal Research*, SI50.
- Ciriano, Y., Coco, G., Bryan, K. R., & Elgar, S. (2005). Field observations of swash zone infragravity motions and beach cusp evolution. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C2).
- Clabaut, P., Chamley, H., & Marteel, H. (2000). Évolution récente des dunes littorales à l'est de Dunkerque (Nord de la France)/Recent coastal dunes evolution, East of Dunkirk, Northern France. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 6(2), 125–136.
- Claudino-Sales, V., Wang, P., & Horwitz, M. H. (2008). Factors controlling the survival of coastal dunes during multiple hurricane impacts in 2004 and 2005: Santa Rosa barrier island, Florida. *Geomorphology*, 95(3–4), 295–315.
- Clark, D. B., Lenain, L., Feddersen, F., Boss, E., & Guza, R. T. (2014). Aerial imaging of fluorescent dye in the near shore. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31(6), 1410–1421.
- Coco, G., O'Hare, T. J., & Huntley, D. A. (1999). Beach cusps: a comparison of data and theories for their formation. *Journal of Coastal Research*, 741–749
- Coco, G., Huntley, D. A., & O'Hare, T. J. (2001). Regularity and randomness in the formation of beach cusps. *Marine Geology*, 178(1–4), 1–9.
- Coco, G., 2003. Test of self-organization in beach cusp formation. *J. Geophys. Res.* 108. <https://doi.org/10.1029/2002JC001496>
- Coco, G., Burnet, T. K., Werner, B. T., & Elgar, S. (2004). The role of tides in beach cusp development. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C4).
- Coco, G., & Murray, A. B. (2007). Patterns in the sand: From forcing templates to self-organization.

- Geomorphology, 91(3-4), 271-290.
- Coco, G., Senechal, N., Rejas, A., Bryan, K.R., Capo, S., Parisot, J.P., Brown, J.A., MacMahan, J.H.M., 2014. Beach response to a sequence of extreme storms. *Geomorphology* 204, 493–501. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.08.028>
- Contardo, S., & Symonds, G. (2015). Sandbar straightening under wind-sea and swell forcing. *Marine Geology*, 368, 25-41.
- Cook, D. O. (1970). The occurrence and geologic work of rip currents off southern California. *Marine Geology*, 9(3), 173-186.
- Corbella, S., Stretch, D.D., 2012. Shoreline recovery from storms on the east coast of Southern Africa. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12, 11–22. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-11-2012>
- Dalon, M. M., Haller, M., & Allan, J. (2007). Morphological characteristics of rip current embayments on the Oregon Coast. In *Coastal Sediments' 07* (pp. 2137-2150).
- Davidson, M. A., Lewis, R. P., & Turner, I. L. (2010). Forecasting seasonal to multi-year shoreline change. *Coastal Engineering*, 57(6), 620-629.
- Davidson, M.A., Splinter, K.D., Turner, I.L., 2013. A simple equilibrium model for predicting shoreline change. *Coast. Eng.* 73, 191–202. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.11.002>
- Davidson, M.A., Turner, I.L., Splinter, K.D., Harley, M.D., 2017. Annual prediction of shoreline erosion and subsequent recovery. *Coast. Eng.* 130, 14–25. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.09.008>
- Davidson-Arnott, R. (2010). *Introduction to coastal processes and geomorphology*. Cambridge University Press.
- Davis R.A., Andronaco M. (1987). Hurricane effects and post-storm recovery, Pinellas County, Florida (1985-1986). *Coastal Sediments*. ASCE, pp 1023-1036.
- Davis Jr, R. A., & FitzGerald, D. M. (2009). *Beaches and coasts*. John Wiley & Sons.
- Dehouck, A., 2006. Observations et conditions d'apparition des croissants de plage sur le littoral de la mer d'Iroise. *Norois* 7–16. <https://doi.org/10.4000/norois.1732>
- Dehouck A., Martiny N., Froidefond J.-M., Senechal N., Bujan S. (2009). New outcomes from spatial remote sensing during the ECORS experiment : towards validation of ocean color products and large-scale bathymetry mapping in a coastal zone. *Journal of Coastal Research*, SI 56 (tome 2), 1756-1760.
- Dehouck, A., Almar, R., Balouin, Y., Jaud, M., & Delacourt, C. (2010). Bathymétrie littorale par télédétection: méthodes, précision et finalités. *Actes des Journées Nationales Génie Cotier Génie Civil, Sables d'Olonne*, 457-468.
- Dehouck, A., Lafon, V., Senechal, N., Froidefond, J.M., Almar, R., Castelle, B., Martiny, N., 2012. Inter-Annual morphodynamic evolution of the South coast of the Gironde. *Revue Française de Photogrammetrie et de Teledetection*, 197:31-42.
- Dellepiane, S., De Laurentiis, R., & Giordano, F. (2004). Coastline extraction from SAR images and a method for the evaluation of the coastline precision. *Pattern Recognition Letters*, 25(13), [1461-1470](https://doi.org/10.1016/j.patrec.2004.08.008).
- Deronde, B., Houthuys, R., Debruyne, W., Franssaer, D., Lancker, V. V., & Henriët, J. P. (2006). Use of airborne hyperspectral data and laserscan data to study beach morphodynamics along the Belgian coast. *Journal of Coastal Research*, 1108-1117.
- Desmazes F. (2005). *Caractérisation des barres sableuses d'une plage de la côte aquitaine : exemple de la plage du Truc Vert*. Thèse de doctorat. Bordeaux 1.
- Dissanayake, P., Brown, J., & Karunaratna, H., 2015. Impacts of storm chronology on the morphological changes of the Formby beach and dune system, UK. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 15(7), 1533-1543. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-1533-2015>.
- Dolan, R., Davis, R.E., 1994. Coastal storm hazards. *J. Coast. Res.* 103–114.

- Dubois, R.N., 1988. Seasonal changes in beach topography and beach volume in Delaware. *Mar. Geol.* 81, 79–96. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(88\)90019-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(88)90019-9)
- Durgappa, R.: Coastal protection works, Seventh International Conference of Coastal and Port Engineering in Developing Countries, COPEDEC VII, Dubai, 1–15 March 2008, 97, 2008.
- Dolan, R., & Ferm, J. C. (1968). Crescentic landforms along the Atlantic coast of the United States. *Science*, 159(3815), 627-629.
- Dolan, R., & Davis, R. E. (1994). Coastal storm hazards. *Journal of Coastal Research*, 103-114
- Donnelly, J. P., Roll, S., Wengren, M., Butler, J., Lederer, R., & Webb III, T. (2001). Sedimentary evidence of intense hurricane strikes from New Jersey. *Geology*, 29(7), 615-618..
- Earlie, C. S., Young, A. P., Masselink, G., & Russell, P. E. (2015). Coastal cliff ground motions and response to extreme storm waves. *Geophysical Research Letters*, 42(3), 847-854.
- Ells K., Murray A.B. (2012). *Long-term, non-local coastline responses to local shoreline stabilization*. *Geophysical Research letters*, Vol. 39, L19401. <https://doi.org/10.1029/2012gl052627>
- Elsner, P., Dornbusch, U., Thomas, I., Amos, D., Bovington, J., & Horn, D. (2018). Coincident beach surveys using UAS, vehicle mounted and airborne laser scanner: Point cloud inter-comparison and effects of surface type heterogeneity on elevation accuracies. *Remote Sensing of Environment*, 208, 15-26.
- van Enckevort, I.M.J., Ruessink, B.G., 2001. Effect of hydrodynamics and bathymetry on video estimates of nearshore sandbar position. *J. Geophys. Res. Oceans* 106, 16969–16979. <https://doi.org/10.1029/1999JC000167>
- Faria, A. F., Thornton, E. B., Lippmann, T. C., & Stanton, T. P. (2000). Undertow over a barred beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C7), 16999-17010.
- Farrell, E., Lynch, K., Wilkes Orozco, S., Castro Camba, G., & Scullion, A. (2017, December). Integrating multi-disciplinary field and laboratory methods to investigate the response and recovery of beach-dune systems in Ireland to extreme events. In AGU Fall Meeting Abstracts.
- Feagin, R. A., Sherman, D. J., & Grant, W. E., 2005. Coastal erosion, global sea-level rise, and the loss of sand dune plant habitats. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 3(7), 359-364.
- Ferreira, Ó., 2006. The role of storm groups in the erosion of sandy coasts. *Earth Surf. Process. Landf.* 31, 1058–1060. <https://doi.org/10.1002/esp.1378>
- Ferreira, Ó., 2005. Storm Groups versus Extreme Single Storms: Predicted Erosion and Management Consequences. *J. Coast. Res.* 221–227.
- Ferrer, P., Rey, V., Certain, R., Adloff, F., et Meulé, S., 2006. Les ondes infragravitaires et leur rôle éventuel dans la formation de croissants de plage : cas de la plage de Sète. IXèmes Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier, 12-14 septembre 2006, Brest.
- da Fontoura Klein, A. H., Vargas, A., Raabe, A. L. A., & Hsu, J. R. (2003). Visual assessment of bayed beach stability with computer software. *Computers & geosciences*, 29(10), 1249-1257.
- Friedman, S. R., Neaigus, A., JARLAIS, D. C. D., Sotheran, J. L., Woods, J., Sufian, M., ... & Sterk, C. (1992). Social intervention against AIDS among injecting drug users. *British journal of addiction*, 87(3), 393-404.
- Fritz, H. M., Blount, C., Sokoloski, R., Singleton, J., Fuggle, A., McAdoo, B. G., ... & Tate, B. (2007). Hurricane Katrina storm surge distribution and field observations on the Mississippi Barrier Islands. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74(1-2), 12-20.
- Froidefond, J. M., Gallissaires, J. M., & Prud'Homme, R. (1990). Spatial variation in sinusoidal wave energy on a crescentic nearshore bar; application to the Cap-Ferret coast, France. *Journal of Coastal Research*, 927-942.
- van Gaalen, J. F., Kruse, S. E., Coco, G., Collins, L., & Doering, T. (2011). Observations of beach cusp evolution at Melbourne Beach, Florida, USA. *Geomorphology*, 129(1-2), 131-140.
- Gallagher, E. L., Elgar, S., & Guza, R. T. (1998). Observations of sand bar evolution on a natural beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C2), 3203-3215.

- Gallop, S.L., Bryan, K.R., Coco, G., Stephens, S.A., 2011. Storm-driven changes in rip channel patterns on an embayed beach. *Geomorphology* 127, 179–188. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.12.014>
- Gallop, S.L., Bryan, K.R., Pitman, S.J., Ranasinghe, R., Sandwell, D.R., Harrison, S.R., 2018. Rip current circulation and surf zone retention on a double barred beach. *Mar. Geol.* 405, 12–22. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.07.015>
- Galvin Jr, C. J. (1968). Breaker type classification on three laboratory beaches. *Journal of geophysical research*, 73(12), 3651-3659.
- Garnier, R., Calvete, D., Falqués, A., & Caballeria, M. (2006). Generation and nonlinear evolution of shore-oblique/transverse sand bars. *Journal of Fluid Mechanics*, 567, 327-360.
- Garnier, R., Dodd, N., Falqués, A., Calvete, D., 2010. Mechanisms controlling crescentic bar amplitude: MECHANISMS CONTROLLING BAR AMPLITUDE. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 115. <https://doi.org/10.1029/2009JF001407>
- Garnier, R., Falqués, A., Calvete, D., Thiebot, J., & Ribas, F. (2013). A mechanism for sandbar straightening by oblique wave incidence. *Geophysical Research Letters*, 40(11), 2726-2730.
- Gensini, V. A., & Ashley, W. S. (2010). An examination of rip current fatalities in the United States. *Natural Hazards*, 54(1), 159-175.
- Godoi, V.A., Bryan, K.R., Gorman, R.M., 2018. Storm wave clustering around New Zealand and its connection to climatic patterns: STORM WAVE CLUSTERING AND ITS CONNECTION TO CLIMATIC PATTERNS. *Int. J. Climatol.* 38, e401–e417. <https://doi.org/10.1002/joc.5380>
- Gonçalves, J.A., Henriques, R., 2015. UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 104, 101–111. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.02.009>
- Guillot, B., Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., & Rosebery, D. (2018). UAV monitoring of 3-year Foredune Partial Recovery from a Severe Winter: Truc Vert Beach, SW France. *Journal of Coastal Research*, 85(sp1), 276-280.
- Guza, R. T., & Inman, D. L. (1975). Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, 80(21), 2997-3012.
- Hagenaars, G., de Vries, S., Luijendijk, A.P., de Boer, W.P., Reniers, A.J.H.M., 2018. On the accuracy of automated shoreline detection derived from satellite imagery: A case study of the sand motor mega-scale nourishment. *Coast. Eng.* 133, 113–125. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.12.011>
- Hakkou, M., Maanan, M., Belrhaba, T., El khalidi, K., El Ouai, D., Benmohammadi, A., 2018. Multi-decadal assessment of shoreline changes using geospatial tools and automatic computation in Kenitra coast, Morocco. *Ocean Coast. Manag.* 163, 232–239. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2018.07.003>
- monitoring. *Coastal Engineering*, 58(2), 194-205.
- Hallermeier, R. J. (1981). Fall velocity of beach sands. Coastal Engineering Technical Note, CETN-B-4, Coastal Engineering Research Center, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg.
- Hansen, J. E., & Barnard, P. L. (2010). Sub-weekly to interannual variability of a high-energy shoreline. *Coastal Engineering*, 57(11-12), 959-972.
- Harley, M. D., Turner, I. L., Short, A. D., & Ranasinghe, R. (2011). Assessment and integration of conventional, RTK-GPS and image-derived beach survey methods for daily to decadal coastal
- Harley, M., 2017. Coastal Storm Definition, in: Ciavola, P., Coco, G. (Eds.), *Coastal Storms*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, pp. 1–21. <https://doi.org/10.1002/9781118937099.ch1>
- Harley, M. D., Turner, I. L., Kinsela, M. A., Middleton, J. H., Mumford, P. J., Splinter, K. D., ... & Short, A. D., 2017. Extreme coastal erosion enhanced by anomalous extratropical storm wave direction. *Scientific reports*, 7(1), 6033.
- Hartmann, D. (2006). Drowning and beach-safety management (BSM) along the Mediterranean

- beaches of Israel—a long-term perspective. *Journal of Coastal Research*, 1505-1514.
- Hesp, P. A., 2012. Surfzone-beach-dune interactions. 35-40.
- Hine, A. C. (1979). Mechanisms of berm development and resulting beach growth along a barrier spit complex. *Sedimentology*, 26(3), 333-351.
- Hinkel, J., Nicholls, R. J., Tol, R. S., Wang, Z. B., Hamilton, J. M., Boot, G., ... & Klein, R. J., 2013. A global analysis of erosion of sandy beaches and sea-level rise: An application of DIVA. *Global and Planetary change*, 111, 150-158.
- Hoefel, F., & Elgar, S. (2003). Wave-induced sediment transport and sandbar migration. *Science*, 299(5614), 1885-1887.
- Holland, K. T., & Holman, R. A., 1996. Field observations of beach cusps and swash motions. *Marine Geology*, 134(1-2), 77-93.
- Holland, K. T. (1998). Beach cusp formation and spacings at Duck, USA. *Continental Shelf Research*, 18(10), 1081-1098.
- Holman, R., Sallenger, A., Lippmann, T., Haines, J., 1993. The Application of Video Image Processing to the Study of Nearshore Processes. *Oceanography* 6, 78–85.
<https://doi.org/10.5670/oceanog.1993.02>
- Holman, R. A., & Stanley, J. (2007). The history and technical capabilities of Argus. *Coastal engineering*, 54(6-7), 477-491.
- Houser, C., Hamilton, S., 2009. Sensitivity of post-hurricane beach and dune recovery to event frequency. *Earth Surf. Process. Landf.* 34, 613–628. <https://doi.org/10.1002/esp.1730>
- Houser, C., Wernette, P., Rentschlar, E., Jones, H., Hammond, B., Trimble, S., 2015. Post-storm beach and dune recovery: Implications for barrier island resilience. *Geomorphology* 234, 54–63.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.12.044>
- Idier, D., Charles, E., Mallet, C., Castelle, B., 2013. Longshore sediment flux hindcast and potential impact of future climate change along the Gironde/Landes Coast, SW France. *Journal of Coastal research*, SI65:1785-1790.
- Inman, D. L., & Guza, R. T. (1982). The origin of swash cusps on beaches. *Marine Geology*, 49(1-2), 133-148.
- Jensen, S. G., Aagaard, T., Baldock, T. E., Kroon, A., & Hughes, M. (2009). Berm formation and dynamics on a gently sloping beach; the effect of water level and swash overtopping. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(11), 1533-1546.
- Johnson, D., Stocker, R., Head, R., Imberger, J., & Pattiaratchi, C. (2003). A compact, low-cost GPS drifter for use in the oceanic nearshore zone, lakes, and estuaries. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 20(12), 1880-1884.
- Johnson, J. M., Moore, L. J., Ells, K., Murray, A. B., Adams, P. N., MacKenzie III, R. A., & Jaeger, J. M., 2015. Recent shifts in coastline change and shoreline stabilization linked to storm climate change. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(5), 569-585.
- Kaneko, A. (1985). Formation of beach cusps in a wave tank. *Coastal Engineering*, 9(1), 81-98.
- Karunarithna, H., Pender, D., Ranasinghe, R., Short, A.D., Reeve, D.E., 2014. The effects of storm clustering on beach profile variability. *Mar. Geol.* 348, 103–112.
- Karunarithna, H., Brown, J., Chatzirodou, A., Dissanayake, P., & Wisse, P. (2018). Multi-timescale morphological modelling of a dune-fronted sandy beach. *Coastal Engineering*, 136, 161-171.
- Kish, S. A., & Donoghue, J. F. (2013). Coastal response to storms and sea-level rise: Santa Rosa Island, Northwest Florida, USA. *Journal of Coastal Research*, 63(sp1), 131-140.
- Komar, P. D., & Inman, D. L. (1970). Longshore sand transport on beaches. *Journal of geophysical research*, 75(30), 5914-5927.
- Komar, P. D. (1998). Beach processes and sedimentation.
- Kraus, N. C., & McDougal, W. G. (1996). The effects of seawalls on the beach: Part I, an updated literature review. *Journal of coastal research*, 691-701.
- Kriebel, D. L., & Dean, R. G. (1985). Numerical simulation of time-dependent beach and dune erosion.

- Coastal Engineering, 9(3), 221-245.
- Kumar, S. A., & Prasad, K. V. S. R. (2014). Rip current-related fatalities in India: a new predictive risk scale for forecasting rip currents. *Natural hazards*, 70(1), 313-335.
- Kuriyama, Y., Banno, M., & Suzuki, T. (2012). Linkages among interannual variations of shoreline, wave and climate at Hasaki, Japan. *Geophysical Research Letters*, 39(6).
- Lafon V., Froidefond J.M., Lahet F., Castaing P. (2002). SPOT shallow water bathymetry of a moderately turbid tidal inlet based on field measurements. *Remote sensing of Environment*, Vol. 81(1), pp 136-148. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(01\)00340-6](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00340-6)
- Lafon, V., Dupuis, H., Butel, R., Castelle, B., Michel, D., Howa, H., & Apoluceno, D. D. M., 2005. Morphodynamics of nearshore rhythmic sandbars in a mixed-energy environment (SW France): 2. Physical forcing analysis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65(3), 449-462.
- van de Lageweg, W.I., Bryan, K.R., Coco, G., Ruessink, B.G., 2013. Observations of shoreline–sandbar coupling on an embayed beach. *Mar. Geol.* 344, 101–114. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.07.018>
- Lambert, A., Rey, V., Provansal, M., Samat, O., & Sabatier, F. (2007). Lutte contre l'érosion littorale: efficacité des méthodes de stabilisation par drainage de plage, le cas de la baie d'Agay, Var. Méditerranée. *Revue géographique des pays méditerranéens/Journal of Mediterranean geography*, (108), 105-117.
- LAPORTE-FAURET Q., CASTELLE B., MICHALET R., MARIEU V., David ROSEBERY, Stéphane BUJAN, Benoit GUILLOT Suivis morphologiques et écologiques du système dunaire en réponse à la mise en place expérimentale de brèches : Truc Vert, Nouvelle-Aquitaine (pp 235-244) - DOI:10.5150/jngcgc.2018.027
- Larson, M., & Kraus, N. C., 1989. SBEACH: numerical model for simulating 703 storm-induced beach change. Report 1. Empirical foundation and model development (No. CERC-TR-89-9). Coastal Engineering Research Center Vicksburg Ms.
- Larson, M., & Kraus, N. C. (1994). Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina. *Marine Geology*, 117(1-4), 75-94.
- Lee, G. H., Nicholls, R. J., & Birkemeier, W. A., 1998. Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981–1991. *Marine geology*, 148(3-4), 163-177.
- van Leeuwen, B. R., McCarroll, R. J., Brander, R. W., Turner, I. L., Power, H. E., & Bradstreet, A. J. (2016). Examining rip current escape strategies in non-traditional beach morphologies. *Natural Hazards*, 81(1), 145-165.
- Le Mauff, B., Juigner, M., Ba, A., Robin, M., Launeau, P., & Fattal, P. (2018). Coastal monitoring solutions of the geomorphological response of beach-dune systems using multi-temporal LiDAR datasets (Vendée coast, France). *Geomorphology*, 304, 121-140.
- Lerma, A. N., Bulteau, T., Muller, H., Decarsin, C., Gillet, R., Paris, F., ... & Castelle, B. (2018). Towards the Development of a Storm Erosion EWS for the French Aquitaine Coast. *Journal of Coastal Research*, 85(sp1), 666-670.
- Lindemer, C. A., Plant, N. G., Puleo, J. A., Thompson, D. M., & Wamsley, T. V. (2010). Numerical simulation of a low-lying barrier island's morphological response to Hurricane Katrina. *Coastal Engineering*, 57(11-12), 985-995
- Lionello, P. (Ed.). (2012). *The climate of the Mediterranean region: From the past to the future*. Elsevier..
- Lippmann, T., & Holman, R., 1989. Quantification of Sand Bar Morphology: A Video Technique Based List, J.H., Farris, A.S., Sullivan, C., 2006. Reversing storm hotspots on sandy beaches: Spatial and temporal characteristics. *Mar. Geol.* 226, 261–279. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.10.003>
- Longuet-Higgins, M. S., & Stewart, R. W. (1964, August). Radiation stresses in water waves; a physical

- discussion, with applications. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. 11, No. 4, pp. 529-562). Elsevier.
- Longuet-Higgins, M. S. (1970). Longshore currents generated by obliquely incident sea waves: 1. *Journal of geophysical research*, 75(33), 6778-6789.
- Lopes, V., Baptista, P., Pais-Barbosa, J., Taveira-Pinto, F., Veloso-Gomes, F., 2013. DGPS based methods to obtain beach cusp dimensions. *J. Coast. Res.* 65, 541–546.
<https://doi.org/10.2112/SI65-092.1>
- Loureiro, C., Ferreira, Ó., Cooper, J.A.G., 2012. Extreme erosion on high-energy embayed beaches: Influence of megarips and storm grouping. *Geomorphology*, 139–140, 155–171.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.013>
- Loureiro, C., Ferreira, Ó., & Cooper, J. A. G. (2013). Applicability of parametric beach morphodynamic state classification on embayed beaches. *Marine Geology*, 346, 153-164.
- Luceño, A., Menéndez, M., & Méndez, F. J. (2006, June). The effect of temporal dependence on the estimation of the frequency of extreme ocean climate events. In *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* (Vol. 462, No. 2070, pp. 1683-1697). The Royal Society.
- Ludka, B. C., Guza, R. T., O'Reilly, W. C., & Yates, M. L., 2015. Field evidence of beach profile evolution toward equilibrium. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(11), 7574-7597.
- Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., Aarninkhof, S., 2018. The State of the World's Beaches. *Sci. Rep.* 8. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>
- MacMahan, J., Brown, J., Brown, J., Thornton, E., Reniers, A., Stanton, T., ... & Scott, T. M. (2010). Mean Lagrangian flow behavior on an open coast rip-channeled beach: A new perspective. *Marine Geology*, 268(1-4), 1-15.
- Marshall, J., Kushnir, Y., Battisti, D., Chang, P., Czaja, A., Dickson, R., ... & Visbeck, M., 2001. North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. *International Journal of Climatology*, 21(15), 1863-1898.
- Masselink, G., & Short, A. D. (1993). The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 785-800.
- Masselink G., Hegge B.J., Pattiarchi C.B. (1998). *Beach cusps morphodynamics*. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 22(12), pp 1139–1155.
[https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199712\)22:12<1139::AID-ESP766>3.0.CO;2-1](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199712)22:12<1139::AID-ESP766>3.0.CO;2-1)
- MASSELINK, G. (1999). The effect of tides on beach morphodynamics. *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, 204-229.
- Masselink, G., & Pattiaratchi, C. B., 2001. Seasonal changes in beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia. *Marine Geology*, 172(3-4), 243-263.
- Masselink G., Hughes M.G, 2003. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Arnold, London (2003)
- Masselink, G., 2004. Formation and evolution of multiple intertidal bars on macrotidal beaches: application of a morphodynamic model. *Coast. Eng.* 51, 713–730.
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.07.005>
- Masselink G., Kroon A., Davidson-Arnott R.G.D. (2006). Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings — A review. *Geomorphology*, Vol. 73, pp 33–49.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.06.007>
- Masselink, G., Austin, M., Tinker, J., O'Hare, T., & Russell, P. (2008). Cross-shore sediment transport and morphological response on a macrotidal beach with intertidal bar morphology, Truc Vert, France. *Marine Geology*, 251(3-4), 141-155.
- Masselink, G., Hughes, M., & Knight, J., 2014. *Introduction to coastal processes and geomorphology*. Routledge.

- Masselink, G., Austin, M., Scott, T., Poate, T., Russell, P., 2014. Role of wave forcing, storms and NAO in outer bar dynamics on a high-energy, macro-tidal beach. *Geomorphology* 226, 76–93. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.07.025>
- Masselink, G., van Heteren, S., 2014. Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms. *Mar. Geol.* 352, 321–347. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.11.004>
- Masselink, G., Castelle, B., Scott, T., Dodet, G., Suanez, S., Jackson, D., & Floc'h, F., 2016. Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe: EXTREME ATLANTIC WAVES DURING 2013/2014. *Geophysical Research Letters*, 43(5), 2135-2143. <https://doi.org/10.1002/2015GL067492>.
- Maspataud, A., Ruz, M. H., & Héquette, A., 2009. Spatial variability in post-storm beach recovery along a macrotidal barred beach, southern North Sea. *Journal of Coastal Research*, 88-92.
- Matias, A., Williams, J. J., Masselink, G., & Ferreira, Ó. (2012). Overwash threshold for gravel barriers. *Coastal Engineering*, 63, 48-61.
- McCall, R. T., De Vries, J. V. T., Plant, N. G., Van Dongeren, A. R., Roelvink, J. A., Thompson, D. M., & Reniers, A. J. H. M. (2010). Two-dimensional time dependent hurricane overwash and erosion modeling at Santa Rosa Island. *Coastal Engineering*, 57(7), 668-683.
- McCarroll, R. J., Brander, R. W., Turner, I. L., Power, H. E., & Mortlock, T. R. (2014). Lagrangian observations of circulation on an embayed beach with headland rip currents. *Marine Geology*, 355, 173-188.
- McCarroll, R. J., Castelle, B., Brander, R. W., & Scott, T. (2015). Modelling rip current flow and bather escape strategies across a transverse bar and rip channel morphology. *Geomorphology*, 246, 502-518.
- McCarroll, R.J., Brander, R.W., Turner, I.L., Leeuwen, B.V., 2016. Shoreface storm morphodynamics and mega-rip evolution at an embayed beach: Bondi Beach, NSW, Australia. *Cont. Shelf Res.* 116, 74–88. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.01.013>
- Micaleff A., Williams A.T. (2002). Theoretical strategy considerations for beach management. *Ocean & Coastal management*, Vol. 45, pp 261-275. [https://doi.org/10.1016/S0964-5691\(02\)00058-3](https://doi.org/10.1016/S0964-5691(02)00058-3)
- Michallet, H., Castelle, B., Barthélemy, E., Berni, C., & Bonneton, P. (2013). Physical modeling of three-dimensional intermediate beach morphodynamics. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(2), 1045-1059.
- Michel, D., & Howa, H. L. (1999). Short-term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mesotidal sandy beach. *Journal of Coastal research*, 428-437.
- Miles, J., Russell, P., 2004. Dynamics of a reflective beach with a low tide terrace. *Cont. Shelf Res.* 24, 1219–1247. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.03.004>
- Miller, J. R., Miller, S. M. O., Torzynski, C. A., & Kochel, R. C. (1989). Beach cusp destruction, formation, and evolution during and subsequent to an extratropical storm, Duck, North Carolina. *The Journal of Geology*, 97(6), 749-760.
- Miller, J. K., & Dean, R. G. (2004). A simple new shoreline change model. *Coastal Engineering*, 51(7), 531-556.
- Morris, B.D., Davidson, M.A., Huntley, D.A., 2001. Measurements of the response of a coastal inlet using video monitoring techniques. *Mar. Geol.* 175, 251–272. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00144-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00144-X)
- Morton, R. A., Paine, J. G., & Gibeaut, J. C., 1994. Stages and durations of post-storm beach recovery, southeastern Texas coast, USA. *Journal of Coastal Research*, 884-908.
- Nicholls, R. J., 2003. Case study on sea-level rise impacts. In *OECD Workshop on the benefits of climate policy: improving information for policy makers* (Vol. 9, pp. 69-86).
- Nicholls, R. J. et al. Coastal systems and low-lying areas. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and*

- Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. van der Linden & C. E. Hanson, Eds, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 315–356 (2007).
- Nicholson, J., Broker, I., Roelvink, J. A., Price, D., Tanguy, J. M., & Moreno, L. (1997). Intercomparison of coastal area morphodynamic models. *Coastal Engineering*, 31(1-4), 97-123.
- Nolan, T.J., Kirk, R.M., Shulmeister, J., 1999. Beach cusp morphology on sand and mixed sand and gravel beaches, South Island, New Zealand. *Mar. Geol.* 157, 185–198. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00150-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00150-9)
- Orzech, M. D., Reniers, A. J., Thornton, E. B., & MacMahan, J. H. (2011). Megacusps on rip channel bathymetry: Observations and modeling. *Coastal Engineering*, 58(9), 890-907.
- Parisot J.P., Capo S., Castelle B., Bujan S., Moreau J., Gervais M., Rejas A., Hanquiez V., Almar R., Marieu V., Gaunet J., Gluard L., George I., Nahon A., Dehouck A., Certain R., Barthe P., Le Gall F., Bernardi P.J., Le Roy R., Pedreros R., Delattre M., Brillet J., Senechal N. (2009) Treatment of topographic and bathymetric data acquired at the Truc-Vert Beach during the ECORS Field Experiment, *Journal of Coastal Research*, SI 56(2), 1786-1790.
- Pais-Barbosa, J., Veloso-Gomes, F., & Taveira-Pinto, F. (2007). Coastal features in the energetic and mesotidal west coast of Portugal. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, (50), 459-463.
- Pender, D., Karunarathna, H., 2013. A statistical-process based approach for modelling beach profile variability. *Coast. Eng.* 81, 19–29. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.06.006>
- Péron, C., & Sénéchal, N., 2011. Dynamic of a meso to macro-tidal double barred beach: inner bar response. *Journal of Coastal Research*, (64), 120.
- Pianca, C., Holman, R., & Siegle, E. (2015). Shoreline variability from days to decades: Results of long-term video imaging. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(3), 2159-2178. <https://doi.org/10.1002/2014JC010329>
- Pilkey O.H., Wright H. L. (1988). Seawalls versus beaches. *Journal of Coastal Research*, SI 4, pp 41-64.
- Pilkey, O. H., Young, R. S., Rîggs, S. R., Smith, A. S., Wu, H., & Pilkey, W. D. (1993). The concept of shoreface profile of equilibrium: a critical review. *Journal of Coastal Research*, 255-278.
- Pilkey O.H., Hume T.M. (2001). The shoreline erosion problem: lessons from the past. *Water and Atmosphere*, Vol. 9, pp 22–23.
- Plant N.G., Griggs G.B. (1992). Interactions between nearshore processes and beach morphology near a seawall. *Journal of Coastal Research*, Vol. (8), pp 183-200.
- PRICE T.D., RUESSINK B.G. (2008). Morphodynamic zone variability on a microtidal barred beach. *Marine Geology*, Vol. 251(1-2), pp 98-109. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.02.008>
- Plomaritis, T. A., Benavente, J., Laiz, I., & Del Río, L. (2015). Variability in storm climate along the Gulf of Cadiz: the role of large scale atmospheric forcing and implications to coastal hazards. *Climate dynamics*, 45(9-10), 2499-2514.
- Phillips, M. S., Harley, M. D., Turner, I. L., Splinter, K. D., & Cox, R. J., 2017. Shoreline recovery on wave-dominated sandy coastlines: the role of sandbar morphodynamics and nearshore wave parameters. *Marine Geology*, 385, 146-159.
- Phillips, M., Civil & Environmental Engineering, Faculty of Engineering, Unsw. (2018). Wave-driven Recovery of Sandy Beaches following Storm Erosion
- Poate, T., Masselink, G., Russell, P., & Austin, M. (2014). Morphodynamic variability of high-energy macrotidal beaches, Cornwall, UK. *Marine Geology*, 350, 97-111. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.02.004>
- Poffa, N., ENET, S., & KERINEC, J. C. (2012). Évolution instrumentale des marégraphes du réseau RONIM.
- Price, T., Ruessink, B., 2011. State dynamics of a double sandbar system. *Cont. Shelf Res.* 31, 659–674.
- Quartel, S., Kroon, A., Ruessink, B.G., 2008. Seasonal accretion and erosion patterns of a microtidal sandy beach. *Mar. Geol.* 250, 19–33. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.11.003>

- Ranasinghe, R., Symonds, G., Black, K., & Holman, R., 2004. Morphodynamics of intermediate beaches: a video imaging and numerical modelling study. *Coastal Engineering*, 51(7), 629-655.
- Ranasinghe, R., & Stive, M. J., 2009. Rising seas and retreating coastlines. *Climatic Change*, 97(3), 465-468.
- Ranasinghe, R., Holman, R., de Schipper, M., Lippmann, T., Wehof, J., Duong, T.M., Roelvink, D., Stive, M., 2012. Quantifying Nearshore Morphological Recovery Time Scales using Argus Video Imaging: Palm Beach, Sydney and Duck, North Carolina. *Coast. Eng. Proc.* 1, 24.
- Ranasinghe, R., 2016. Assessing climate change impacts on open sandy coasts: A review. *Earth-Science Reviews*, 160, 320-332. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.011>
- Reeve, D.E., Karunarathna, H., Pan, S., Horrillo-Caraballo, J.M., Różyński, G., Ranasinghe, R., 2016. Data-driven and hybrid coastal morphological prediction methods for mesoscale forecasting. *Geomorphology* 256, 49–67. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.10.016>
- Reniers, A. J., Roelvink, J. A., & Thornton, E. B. (2004). Morphodynamic modeling of an embayed beach under wave group forcing. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C1).
- Richter, A., Faust, D., & Maas, H. G. (2013). Dune cliff erosion and beach width change at the northern and southern spits of Sylt detected with multi-temporal Lidar. *Catena*, 103, 103-111.
- van Rijn, L. C., 2009. Prediction of dune erosion due to storms. *Coastal Engineering*, 56(4), 441-457.
- van Rijn, L. C., 2014. A simple general expression for longshore transport of sand, gravel and shingle. *Coastal Engineering*, 90, 23-39.
- Roelvink, J. A., & Brøker, I. (1993). Cross-shore profile models. *Coastal Engineering*, 21(1-3), 163-191.
- Roelvink, J.A., Reniers, A.J.H.M., van Dongeren, A., de Vries, J.V., McCall, R., Lescinski, J., 2009. Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coastal Engineering*, 56, 1133–1152.
- Roberts, T.M., Wang, P., Puleo, J.A., 2013. Storm-driven cyclic beach morphodynamics of a mixed sand and gravel beach along the Mid-Atlantic Coast, USA. *Mar. Geol.* 346, 403–421.
- Ruggiero, P., Kaminsky, G. M., Gelfenbaum, G., & Voigt, B. (2005). Seasonal to interannual morphodynamics along a high-energy dissipative littoral cell. *Journal of Coastal Research*, 553-578.
- Ruggiero, P., Kaminsky, G. M., Gelfenbaum, G., & Cohn, N. (2016). Morphodynamics of prograding beaches: A synthesis of seasonal-to century-scale observations of the Columbia River littoral cell. *Marine Geology*, 376, 51-68.
- Ruessink, B.G., Kuriyama, Y., Reniers, A.J.H.M., Roelvink, J.A. & Walstra, D.J.R. (2007). Modeling cross-shore sandbar behavior on the time scale of weeks. *Journal of geophysical research. Earth surface*, 112 (F3), (pp. F03010) (2281 p.)
- Ruessink, B. G., Ramaekers, G., & Van Rijn, L. C. (2012). On the parameterization of the free-stream non-linear wave orbital motion in nearshore morphodynamic models. *Coastal Engineering*, 65, 56-63.
- Ruessink, B. G., Arens, S. M., Kuipers, M., & Donker, J. J. A. (2018). Coastal dune dynamics in response to excavated foredune notches. *Aeolian Research*, 31, 3-17.
- Ruiz de Alegría-Arzaburu, A., Vidal-Ruiz, J.A., García-Nava, H., Romero-Arteaga, A., 2017. Seasonal morphodynamics of the subaerial and subtidal sections of an intermediate and mesotidal beach. *Geomorphology* 295, 383–392. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.07.021>
- Ruz, M. H., & Meur-Ferec, C. (2004). Influence of high water levels on aeolian sand transport: upper beach/dune evolution on a macrotidal coast, Wissant Bay, northern France. *Geomorphology*, 60(1-2), 73-87.
- Sallenger Jr, A. H. (1979). Beach-cusp formation. *Marine Geology*, 29(1-4), 23-37
- Sallenger, A.H., Holman, R.A., Birkemeier, W.A., 1985. Storm-induced response of a nearshore-bar system. *Mar. Geol.* 64, 237–257. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(85\)90107-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(85)90107-0)

- Salmon, S. A., Bryan, K. R., & Coco, G. (2007). The use of video systems to measure run-up on beaches. *Journal of Coastal Research*, 50, 211-215.
- Scarelli, F.M., Sistilli, F., Fabbri, S., Cantelli, L., Barboza, E.G., Gabbianelli, G., 2017. Seasonal dune and beach monitoring using photogrammetry from UAV surveys to apply in the ICZM on the Ravenna coast (Emilia-Romagna, Italy). *Remote Sens. Appl. Soc. Environ.* 7, 27–39. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2017.06.003>
- Schmidt, W. E., Woodward, B. T., Millikan, K. S., Guza, R. T., Raubenheimer, B., & Elgar, S. (2003). A GPS-tracked surf zone drifter. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(7), 1069-1075.
- Scott, T., Masselink, G., & Russell, P. (2011). Morphodynamic characteristics and classification of beaches in England and Wales. *Marine Geology*, 286(1-4), 1-20.
- Scott, T., Masselink, G., O'Hare, T., Saulter, A., Poate, T., Russell, P., Davidson, M., Conley, D., 2016. The extreme 2013/2014 winter storms: Beach recovery along the southwest coast of England. *Mar. Geol.* 382, 224–241. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.10.011>
- Segura, L. E., Hansen, J. E., Lowe, R. J., Symonds, G., & Contardo, S. (2018). Shoreline variability at a low-energy beach: Contributions of storms, megacusps and sea-breeze cycles. *Marine Geology*, 400, 94-106.
- Sénéchal, N., Bonneton, P., & Dupuis, H. (2002). Field experiment on secondary wave generation on a barred beach and the consequent evolution of energy dissipation on the beach face. *Coastal Engineering*, 46(3), 233-247.
- Sénéchal, N., & Ardhuin, F. (2008, December). ECORS Truc Vert'08: a multi-institutional international nearshore field experiment. In AGU Fall Meeting Abstracts.
- Senechal, N., Gouriou, T., Castelle, B., Parisot, J.P., Capo, S., Bujan, S. Howa, H., 2009. Morphodynamic response of a meso- macro-tidal intermediate beach based on a long-term data-set, *Geomorphology*, 107, 263-274.
- Senechal, N., Abadie, S., Gallagher, E. et al. *Ocean Dynamics* (2011) 61: 2073. <https://doi.org/10.1007/s10236-011-0472-x>
- Senechal, N., Laibi, R., Almar, R., Castelle, B., Degbe, G., DuPenhoat, Y., Chuchla, R., Honkonnou, N., 2014. Beach cusp dynamics on a reflective beach, *Journal of Coastal Research*, SI 70, 669-674, ISSN 0749-0208
- Senechal, N., Coco, G., Castelle, B., Marieu, V., 2015. Storm impact on the seasonal shoreline dynamics of a meso- to macrotidal open sandy beach (Biscarrosse, France). *Geomorphology* 228, 448–461. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.025>
- Senechal, N., Castelle, B., Bryan, K.R., 2017. Coastal Storm Definition, in: Ciavola, P., Coco, G. (Eds.), *Coastal Storms*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, pp. 1–21. <https://doi.org/10.1002/9781118937099.ch1>
- Seymour, R. J., & Aubrey, D. G. (1985). Rhythmic beach cusp formation: a conceptual synthesis. *Marine Geology*, 65(3-4), 289-304
- Short, A. D., & Trenaman, N. L. (1992). Wave climate of the Sydney region, an energetic and highly variable ocean wave regime. *Marine and Freshwater Research*, 43(4), 765-791.
- Short, A. D. (2006). Australian beach systems—nature and distribution. *Journal of Coastal Research*, 11-27.
- Short, A. D., & Woodroffe, C. D. (2009). *The coast of Australia*. Cambridge University Press.
- Short, A. D., 2012. Coastal Processes and Beaches. *Nature Education Knowledge* 3(10):15
- Short, A. D., & Jackson, D. W. T. (2013). Beach morphodynamics.
- Smith, R. K., & Bryan, K. R., 2007. Monitoring beach face volume with a combination of intermittent profiling and video imagery. *Journal of Coastal Research*, 892-898.
- Smith, M., Chandler, J., Rose, J., 2009. High spatial resolution data acquisition for the geosciences: kite aerial photography. *Earth Surf. Process. Landf.* 34, 155–161.
- Smithers, S. G., & Hoeke, R. K. (2014). Geomorphological impacts of high-latitude storm waves on

- low-latitude reef islands—Observations of the December 2008 event on Nukutoa, Takuu, Papua New Guinea. *Geomorphology*, 222, 106-121.
- Splinter, K.D., Strauss, D.R., Tomlinson, R.B., 2011. Assessment of Post-Storm Recovery of Beaches Using Video Imaging Techniques: A Case Study at Gold Coast, Australia. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 49, 4704–4716. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2136351>
- Splinter, K. D., Turner, I. L., & Davidson, M. A., 2013. How much data is enough? The importance of morphological sampling interval and duration for calibration of empirical shoreline models. *Coastal Engineering*, 77, 14-27.
- Splinter, K.D., Carley, J.T., Golshani, A., Tomlinson, R., 2014. A relationship to describe the cumulative impact of storm clusters on beach erosion. *Coast. Eng.* 83, 49–55. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.10.001>
- Splinter, K. D., Kearney, E. T., & Turner, I. L., 2018. Drivers of alongshore variable dune erosion during a storm event: Observations and modelling. *Coastal Engineering*, 131, 31 - 41. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.10.011>.
- Stanica, A., & Ungureanu, V. G. (2010). Understanding coastal morphology and sedimentology. Near Curriculum in Natural Environmental Science, *Terre Environment*, 88, 105-111.
- Stern, N. (2007). *The Economics of Climate Change: The Stern Review*. Available at.
- Stive, M. J., Roelvink, D. J. A., & de Vriend, H. J. (1991). Large-Scale Coastal Evolution Concept: The Dutch Coast: Paper No. 9. In *Coastal Engineering 1990* (pp. 1962-1974).
- Stive, M.J., Aarninkhof, S.G., Hamm, L., Hanson, H., Larson, M., Wijnberg, K.M., Nicholls, R.J., Capobianco, M., 2002. Variability of shore and shoreline evolution. *Coast. Eng.* 47, 211–235. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00126-6](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00126-6)
- Stive, M. J. F., de Schipper, M. A., Luijendijk, A. P., Aarninkhof, S. G. J., van Gelder-Maas, C., van Thiel de Vries, J. S. M., de Vries, S., Henriquez, M., Marx, S., Ranasinghe, R., 2013. A New Alternative to Saving Our Beaches from Sea-Level Rise: The Sand Engine. *Journal of Coastal Research*, 1001-1008. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-13-00070.1>.
- Stockdon, H. F., Sallenger Jr, A. H., Holman, R. A., & Howd, P. A. (2007). A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes. *Marine Geology*, 238(1-4), 1-20.
- Suarez, S., Cariolet, J. M., Cancouët, R., Arduin, F., & Delacourt, C. (2012). Dune recovery after storm erosion on a high-energy beach: Vougot Beach, Brittany (France). *Geomorphology*, 139, 16-33
- Sunamura, T. (1991). The elevation of shore platforms: a laboratory approach to the unsolved problem. *The Journal of Geology*, 99(5), 761-766.
- Sunamura, T., & Aoki, H. (2000). SHORT COMMUNICATIONA field experiment of cusp formation on a coarse clastic beach using a suspended video-camera system. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(3), 329-333.
- Tait J.F., Griggs G.B. (1991). Beach response to the presence of a seawall; comparison of field observations. Contract Report CERC 91-1. U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi.
- Terwindt, J. H. J., & Kroon, A. (1993). Theoretical concepts of parameterization of coastal behaviour. *Large scale coastal behaviour*, 93, 193-196.
- Tessier, C., Le Hir, P., Lurton, X. and Castaing, P. (2008). "Estimation de la matière en suspension à partir de l'intensité rétrodiffusée des courantomètres acoustiques à effet Doppler (ADCP)." *Comptes Rendus Geosciences* 340(1): 57-67.
- Thornton, E.B., Humiston, R.T., Birkemeier, W., 1996. Bar/trough generation on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 101(C5):12,097-12,110.
- Thornton, E.B., MacMahan, J.H., Sallenger Jr, A.H. 2007. Rip currents, mega-cusps, and eroding dunes. *Marine Geology*, 240, 151-167
- Toimil, A., Díaz-Simal, P., Losada, I. J., & Camus, P., 2018. Estimating the risk of loss of beach recreation

- value under climate change. *Tourism Management*, 68, 387-400.
<https://doi.org/10.1016/j.tourman.2018.03.024>
- Turner, I.L., Harley, M.D., Drummond, C.D., 2016. UAVs for coastal surveying. *Coast. Eng.* 114, 19–24.
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2016.03.011>
- Valiela, I., 2009. *Global coastal change*. John Wiley & Sons.
- Verney, R., Deloffre, J., Brun Cottan, J. C. and Lafite, R. (2007). "The effect of wave-induced turbulence on intertidal mudflats : Impact of boat traffic and wind. Application to the macrotidal Seine estuary (France)." *Continental Shelf Research* 27(5): 594-612.
- de Vriend, H. J., Capobianco, M., Chesher, T., De Swart, H. D., Latteux, B., & Stive, M. J. F. (1993). Approaches to long-term modelling of coastal morphology: a review. *Coastal Engineering*, 21(1-3), 225-269.
- Voulgaris, G. and Trowbridge, J. H. 1998. Evaluation of the Acoustic Doppler Velocimeter (ADV) for Turbulence Measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 272–289.
doi: [Http://Dx.Doi.Org/10.1175/15200426\(1998\)015<0272:EOTADV>2.0.CO;2](http://Dx.Doi.Org/10.1175/15200426(1998)015<0272:EOTADV>2.0.CO;2)
- Vousdoukas, M. I., Ferreira, P. M., Almeida, L. P., Dodet, G., Psaros, F., Andriolo, U., ... Ferreira, Ó. M., 2011. Performance of intertidal topography video monitoring of a meso-tidal reflective beach in South Portugal. *Ocean Dynamics*, 61(10), 1521-1540.
<https://doi.org/10.1007/s10236-011-0440-5>.
- Vousdoukas, M.I., 2012. Erosion/accretion patterns and multiple beach cusp systems on a meso-tidal, steeply-sloping beach. *Geomorphology* 141–142, 34–46.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.003>
- Walstra, D. J. R., Ruessink, B. G., Reniers, A. J. H. M., & Ranasinghe, R. W. M. R. J. (2015). Process-based modeling of kilometer-scale alongshore sandbar variability. *Earth surface processes and landforms*, 40(8), 995-1005.
- Walstra, D. J. R., Ruessink, B. G., Reniers, A. J. H. M., & Ranasinghe, R. W. M. R. J. (2015). Process-based modeling of kilometer-scale alongshore sandbar variability. *Earth surface processes and landforms*, 40(8), 995-1005.
- Wang, P., Kirby, J.H., Haber, J.D., Horwitz, M.H., Knorr, P.O., Krock, J.R., 2006. Morphological and sedimentological impacts of Hurricane Ivan and immediate poststorm beach recovery along the northwestern Florida barrier-island coast. *Journal of coastal research*, 22: 1382-1402.
- Wang, P., & Horwitz, M. H. (2007). Erosional and depositional characteristics of regional overwash deposits caused by multiple hurricanes. *Sedimentology*, 54(3), 545-564.
- Wang, P., & Briggs, T. M. R. (2015). Storm-Induced morphology changes along barrier islands and poststorm recovery. In *Coastal and Marine Hazards, Risks, and Disasters* (pp. 271-306).
- Weggel, J. R. (1988). Seawalls: The need for research, dimensional considerations and a suggested classification. *Journal of Coastal Research*, 29-39.
- Werner, B. T., & Fink, T. M. (1993). Beach cusps as self-organized patterns. *Science*, 260(5110), 968-971.
- Werner, B. T., & Fink, T. M. (1993). Beach cusps as self-organized patterns. *Science*, 260(5110), 968-971.
- Wong, P. P., Losada, I. J., Gattuso, J. P., Hinkel, J., Khattabi, A., McInnes, K. L., ... & Sallenger, A., 2014. Coastal systems and low-lying areas. *Climate change*, 2104, 361-409.
- Wood, A., 2010. Episodic, seasonal, and long term morphological changes of Coromandel Beaches.
- Woodroffe, C. D. (2002). *Coasts: form, process and evolution*. Cambridge University Press.
- Wright, L., Short, A., Green, M., 1985. Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: An empirical predictive model. *Mar. Geol.* 62, 339–364.
[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(85\)90123-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(85)90123-9)
- Wright, L. D., & Short, A. D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a

- synthesis. *Marine geology*, 56(1-4), 93-118.
- Yates, M.L., Guza, R.T., O'Reilly, W.C., 2009. Equilibrium shoreline response: Observations and modeling. *J. Geophys. Res.* 114. <https://doi.org/10.1029/2009JC005359>
- Yates, M. L., Guza, R. T., O'Reilly, W. C., Hansen, J. E., & Barnard, P. L. (2011). Equilibrium shoreline response of a high wave energy beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C4).
- Zarnetske, P. L., Hacker, S. D., Seabloom, E. W., Ruggiero, P., Killian, J. R., Maddux, T. B., & Cox, D. (2012). Biophysical feedback mediates effects of invasive grasses on coastal dune shape. *Ecology*, 93(6), 1439-1450.

Annexe I

Résumé étendu publié

lors de la conférence

JNGCGC 2018



XV^{èmes} Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil

La Rochelle, 29 au 31 mai 2018

DOI:10.5150/jngcgc.2018.022

© Editions Paralia CFL disponible en ligne – <http://www.paralia.fr> – available online

Evolution morphodynamique d'une plage sableuse ouverte lors d'évènements énergétiques : tempêtes isolées vs. clusters

Mélanie BIAUSQUE¹, Nadia SENECHAL¹

1. UMR CNRS 5805 EPOC - OASU - Université de Bordeaux

Allée Geoffroy Saint-Hilaire - CS 50023 - 33615 PESSAC CEDEX - FRANCE.

melanie.biausque@u-bordeaux.fr ; nadia.senechal@u-bordeaux.fr

Résumé :

Des levés DGPS haute fréquence (jusqu'à plusieurs levés/semaine) de la plage de Biscarrosse (site labellisé par le SNO DYNALIT) ont été effectués depuis janvier 2016 donnant ainsi accès à l'impact de chaque tempête au sein d'un même cluster. Entre novembre 2015 et mai 2017, 15 tempêtes, dont 5 clusters et 4 tempêtes isolées, ont pu être identifiées. Les premiers résultats montrent que le recul du pied de dune, ainsi que le volume de plage érodée, sont nettement plus significatifs lorsqu'ils résultent d'un cluster. De plus, lors des clusters observés, on note une érosion de la zone supratidale et une accrétion de la zone intertidale ; lors d'un évènement isolé c'est l'inverse qui est observé. Les données haute fréquence mettent en évidence que le volume de plage érodée mesuré à la fin d'un cluster ne résulte pas uniquement de la somme des volumes érodés par chacune des tempêtes qui composent le cluster. L'impact de chaque tempête peut être érosif ou dans certains cas, reconstitutif. Ainsi, le séquençage des tempêtes, c'est-à-dire l'ordre dans lequel les tempêtes se succèdent, semble important mais également l'évolution morphologique du système entre deux tempêtes consécutives d'un cluster. En effet, l'érosion initiée lors de la tempête peut se poursuivre après l'apex de celle-ci, en lien avec le temps de réponse de la plage aux évènements.

Mots-clés :

Littoraux sableux, Morphodynamique des plages, Tempêtes isolées, Cluster de tempêtes, Transport sédimentaire.

1. Introduction

Dans un contexte de pression socio-économique croissante sur le littoral et de changement climatique, les environnements littoraux représentent un enjeu majeur que ce soit d'un point de vue économique ou scientifique. La plupart des côtes ouvertes sableuses et dominées par la houle subissent une érosion naturelle, plus ou moins rapide, principalement liée à l'énergie et à

l'orientation des vagues lors d'évènements de tempêtes. Les effets des évènements extrêmes isolés sur la dynamique des littoraux sableux sont étudiés depuis les années 90 via des observations de terrain (e.g. photos aériennes, levés terrain, ...) mais également plus récemment par l'apport de la modélisation (e.g. ROELVINK *et al.*, 2009). Dernièrement, à l'image de DISSANAYAKE *et al.* (2015), des études ont porté sur le rôle des successions rapides de tempêtes (cluster de tempêtes) dans l'évolution des plages, assimilant le cluster comme un seul et unique évènement érosif. KARUNARATHNA *et al.* (2014) ont ainsi pu démontrer qu'un cluster, composé de deux à trois tempêtes modérées, pouvait avoir un potentiel érosif nettement supérieur à une tempête isolée extrême. Dans les régions de moyennes latitudes marquées par une forte saisonnalité du régime des vagues, et donc des tempêtes, la probabilité d'observer un cluster formé de tempêtes moyennes est bien plus important que celle d'enregistrer un évènement exceptionnel. Toutefois, les études comparant les effets des tempêtes isolées à ceux des clusters (e.g. FERREIRA, 2005) ne prennent généralement en compte que l'impact total du dit cluster, en s'appuyant sur la comparaison d'indicateurs morphologiques de la plage (e.g. trait de côte, volume...) avant et après le cluster. Or l'un des enjeux majeurs est de comprendre si l'évolution morphologique d'une plage sous l'effet d'une succession de tempêtes (cluster) résulte du cumul des effets de chaque tempête composant le cluster, en supposant que chacune des tempêtes a son propre effet sur la plage : érosif, reconstructif ou nul. Ainsi, le volume de plage érodée à la fin d'un cluster peut-il être considéré, ou non, comme la somme des volumes érodés par chaque tempête le composant ? Par exemple, s'appuyant sur des levés journaliers sur une période hivernale de 6 semaines consécutives, COCO *et al.* (2014) n'ont pas observé d'effet cumulé.

Dans cette étude, des levés DGPS haute fréquence (au minimum deux levés par semaine) de la plage de Biscarrosse (côte Aquitaine) ont été effectués depuis janvier 2016, donnant notamment accès à l'impact des tempêtes isolées et des clusters observés durant deux saisons hivernales, mais également au rôle de chaque tempête au sein d'un même cluster.

2. Matériel et méthode

2.1 Site d'étude

La plage de Biscarrosse est un site d'observations labellisé SNO Dynalit situé dans la partie landaise de la côte Aquitaine (fig. 1). La morphologie en double barres du système biscarrossais, associé à une dune développée en fait un exemple typique des plages de la côte aquitaine (ALMAR *et al.*, 2009). Biscarrosse est une plage ouverte (orientée 280,5°N) méso à macro tidale dominée par la houle nord Atlantique, et composée de grains de sable moyens de 350 μm (BA & SENECHAL, 2013). En moyenne, la hauteur significative des vagues (H_s) avoisine les 1,4 m pour une période pic (T_p) de 6,5 s (BUTEL *et al.*, 2002). Néanmoins, une forte saisonnalité du régime des vagues est observée avec des H_s pouvant dépasser 10 m durant l'hiver, mais n'atteindre que 0,5 m durant l'été. Selon une récente étude d'ANGNUURENG *et al.* (2017), les évolutions du trait de côte à Biscarrosse sont à 52% dominées par des variations à l'échelle saisonnière et à 28% par des évènements à courtes échelles de temps (comme les tempêtes). De plus, les changements morphologiques de la plage sont à la fois impactés par les échanges sédimentaires cross-shore et la dérive littorale *longshore*, orientée du nord vers le sud.

La plage de Biscarrosse est une plage intermédiaire présentant généralement des configurations en Transverse Bar and Rip (TBR) et Low Tide Terrace (LTT), selon la classification proposée en 1984 par

WRIGHT et SHORT (1984) (PERON & SENECHAL, 2011). Même si la barre interne est majoritairement observée sous l'état TBR, associé à des longueurs d'onde de l'ordre de 400 m, tous les stades intermédiaires peuvent être rencontrés (ALMAR *et al.*, 2009). La barre externe, quant-à-elle, présente généralement une forme en croissants de longueur d'onde typique de 700 m. Mais, sous l'action et l'incidence des vagues cette barre peut subir des modifications la rendant asymétrique ou linéaire (ALMAR *et al.*, 2009).

Comparé aux sites Dynalit de la côte Basque, Biscarrosse peut être considéré comme un environnement peu anthropisé. Néanmoins, différentes stratégies de gestion ont été déployées le long du système plage/dune : l'arrière dune recouverte de gazon, une partie du pied de dune de la plage sud fixée par des enrochements, alors que la dune des plages nord et centrale est protégée par des ganivelles mises en place par l'ONF (fig.1).

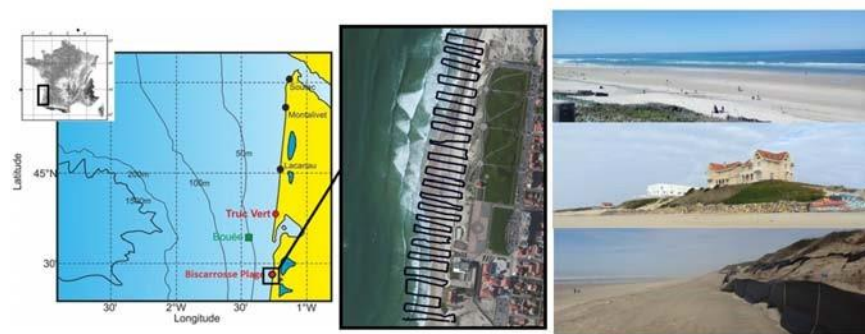


Figure 1. Localisation de la plage de Biscarrosse, Aquitaine, France.

1.1 Données morphodynamiques

Entre novembre 2015 et octobre 2017, pas moins de 130 levés DGPS ont été enregistrés (croix rouges sur la courbe de Hs, fig. 2). Couvrant 700 m de linéaire côtier sur un profil allant des ganivelles (sur la dune) à la laisse de basse mer, 30 transects espacés d'environ 20m chacun sont réalisés à l'aide d'un système DGPS Trimble® (fig. 1). Cette méthodologie haute fréquence donne à la fois accès aux morphologies de la plage avant, pendant et après des événements énergétiques (tempêtes isolées ou clusters) mais également à l'évolution de la dune que ce soit en termes de position du pied de dune ou de volumes.

Grâce aux cartes topographiques interpolées, des isocontours caractéristiques des différents compartiments de la plage peuvent être identifiés, et les volumes compris entre ces isocontours calculés. Ainsi, la dune est délimitée par les isocontours $Z= 4,5$ et 9 m ; la plage supratidale entre $4,5$ et 2 m et la plage intertidale entre 2 et $0,85$ m (ANGNUURENG *et al.*, 2017).

1.2 Données hydrodynamiques

Les données de marée ont été extraites du modèle développé par le SHOM, qui présente un nœud précisément au niveau de Biscarrosse, alors que les données de houle sont fournies par Prévimer. S'appuyant sur le modèle WaveWatch3, les vagues sont modélisées au large de la pointe Cap Ferret par 50m de fond (fig.1, carré vert "bouée"). Selon la méthode proposée par DOLAN et DAVIS (1994), une tempête se définit par des seuils de durée et de hauteur significative des vagues. Ici, un

évènement énergétique est qualifié de tempête si les H_s dépassent 4 m ($H_{95\%}$) pendant au moins un cycle de marée complet, soit 12h (SENECHAL *et al.*, 2015). De plus, lorsque deux tempêtes (ou plus) se succèdent avec une période d'accalmie entre celles-ci inférieure à 5 jours, l'ensemble est alors considéré comme un cluster de tempêtes.

3. Résultats et discussion

3.1 Conditions hydrodynamiques

La figure 2 résume les conditions de houle durant la période d'étude. Les trois premiers graphiques (en partant du haut) représentent respectivement les hauteurs significatives, les périodes pic et l'incidence des vagues. Le dernier graphique représente la cambrure des vagues, calculée comme le rapport entre la hauteur des vagues et leur longueur d'onde. Une forte saisonnalité est visible avec des périodes hivernales plus énergétiques (valeurs moyennes de H_s plus importantes) allant de novembre à avril. Les patches de couleur rose soulignent les périodes de clusters alors que les patches de couleur bleue marquent les tempêtes isolées. Il est ainsi possible de compter cinq clusters, dont trois le premier hiver et deux pour le second, contre seulement trois tempêtes isolées : deux durant l'hiver 1 (2015/2016) et une pour l'hiver 2 (2016/2017).

La cambrure des vagues est généralement plus forte pendant les périodes énergétiques.

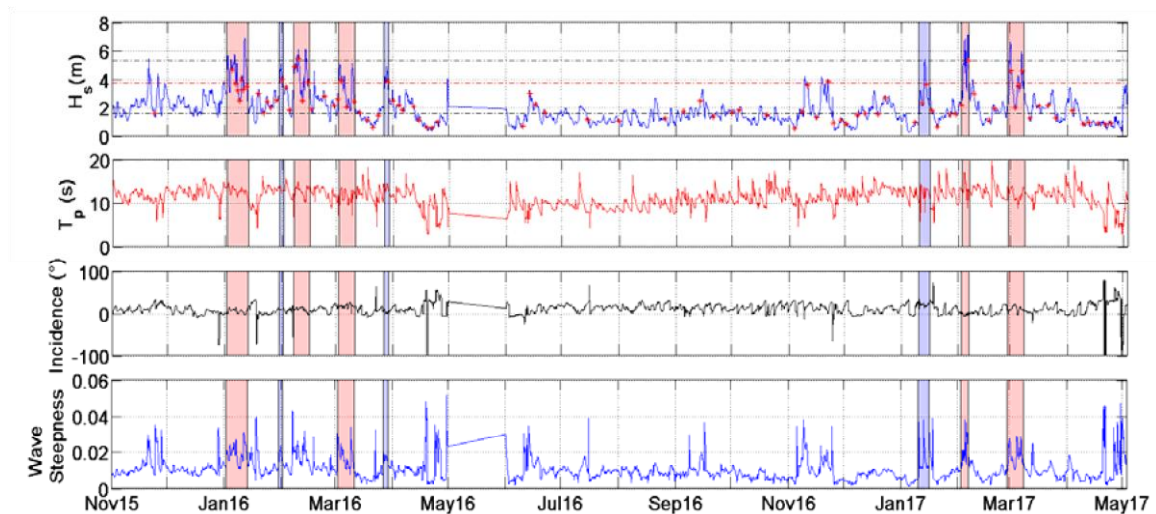


Figure 2. Conditions hydrodynamiques.

3.2 Evolutions morphologiques

Les évolutions morphologiques résultant des différents évènements énergétiques observés sont compilées sous forme de cartes topographiques dans la figure 3. Lors de clusters, une érosion importante (couleurs froides entre 1 et 2 m) de la plage supratidale accompagnée d'un recul du pied de dune est visible. Au contraire, le bas de plage semble généralement stable voir en accrétion en dehors du cluster 5 qui se démarque des autres. Au contraire, durant les tempêtes isolées, le pied

de dune n'est jamais atteint, et cette fois-ci, le bilan semble négatif pour le bas de plage, avec un abaissement de celui-ci, et positif ou nul pour le haut de plage et la partie supratidale.

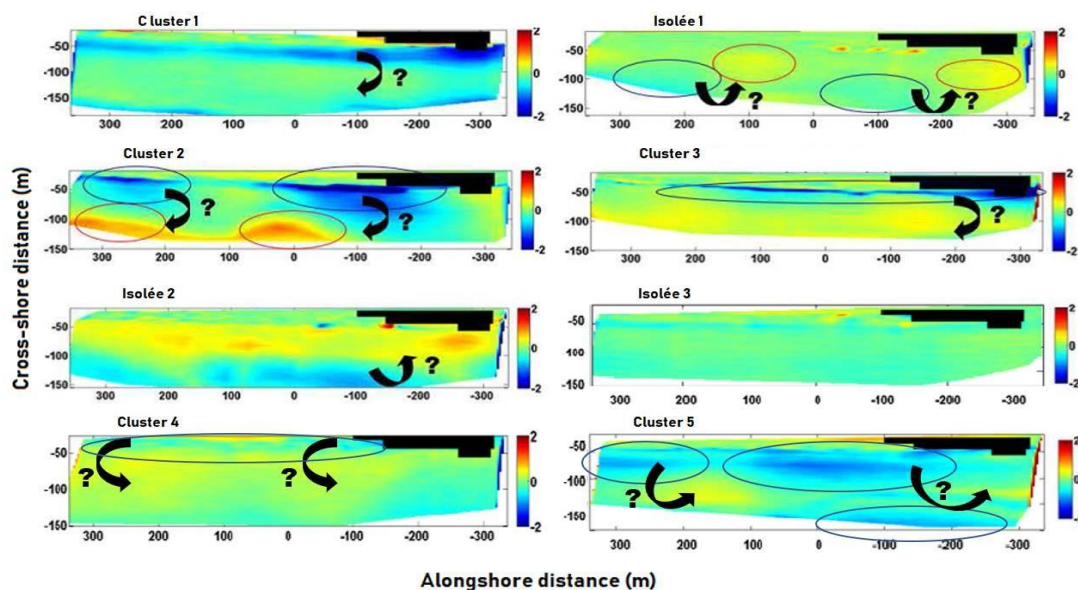


Figure 3. Evolutions morphologiques pour chaque évènement énergétique.

3.3 Volumes

Les volumes présentés dans la figure 4 sont calculés pour chaque zone de la plage (dune en vert, plage inter et supratidale respectivement en rouge et bleu) et normalisés par rapport au tout premier levé de la période d'étude. Durant le premier hiver (graphique du haut, fig. 4), la dune n'est érodée que pendant les clusters (patchs roses). Il apparaît clairement que la courbe de volume de la plage intertidale et celle du volume de la plage supratidale sont en opposition de phase en première période hivernale. Au cours des clusters, le volume de plage intertidale augmente tandis que celui de la plage supratidale diminue ; durant les tempêtes isolées (patchs bleus, fig. 4) c'est l'inverse qui se produit. Le troisième cluster diffère légèrement puisque malgré une érosion de la dune et une élévation du profil de la plage intertidale, le volume de plage supratidale augmente également. Néanmoins, il est important de noter que chacune des tendances observées se poursuit au-delà de la fin des évènements.

Les tendances durant le deuxième hiver sont moins bien définies. Même si le dernier cluster semble suivre les mêmes règles que les clusters 1 et 2, c'est-à-dire une diminution des volumes de la plage supratidale et un enrichissement de la plage intertidale en sédiments, la tempête isolée 3 et le cluster 4 engendrent tous deux une érosion de ces deux compartiments.

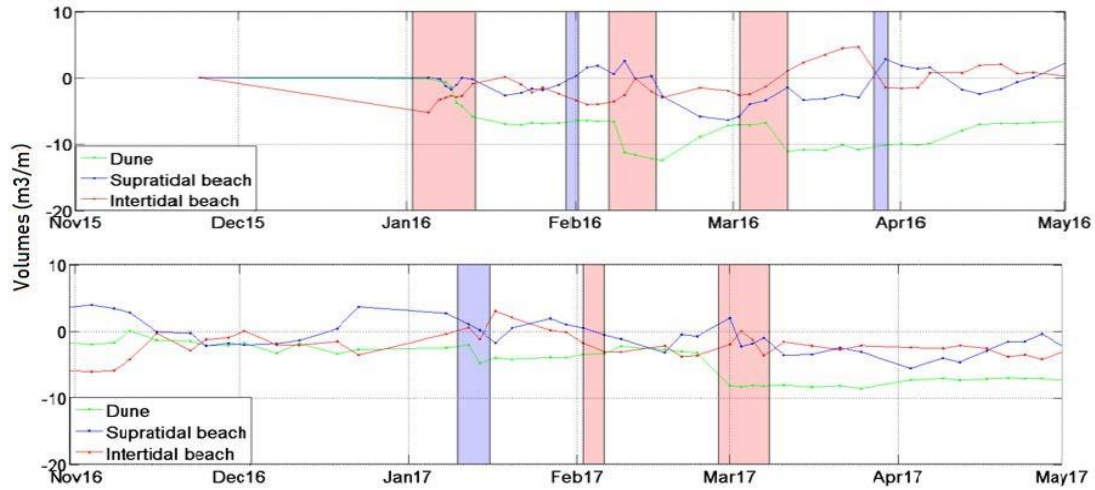


Figure 4. Volumes des différents compartiments : dune, plage inter et supratidale.

La figure 5 permet de rentrer davantage dans le détail de chaque évènement énergétique. Le premier graphique de la figure 5 montre les changements de volume de plage (complète) calculés pour chaque tempête isolée (astérisque rouge), chaque tempête composant les clusters (astérisque noire), ainsi que pour chaque cluster (losange rouge). Il y a donc une modification de la morphologie de la plage mais pas du volume total. Chaque volume est obtenu en calculant la différence de volume entre les levés pré et post tempête (ou cluster dans le cas échéant) entre les isocontours $Z=1\text{m}$ et $Z=9\text{m}$. Dans 4 cas sur 5, les changements dus à un cluster reflètent une perte de sédiment ; dans 2 cas sur 3 les tempêtes isolées permettent un gain de sédiment. De plus, en sommant les effets résultant de chaque tempête composant un cluster, il ressort que dans seulement 3 cas sur 4, cette somme correspond au volume total du cluster. Les volumes présentés dans le deuxième graphique de la figure 5 sont calculés avec la même méthode que pour le graphique précédent, pour chaque tempête, mais cette fois pour les différents compartiments qui composent la plage. Il en ressort que chaque tempête formant un cluster a un impact sur la plage/dune spécifique, ce qui ne ressort pas en ne s'intéressant qu'au volume total de la plage. De plus, un changement nul dans le volume de plage ne signifie pas pour autant que la morphologie du système n'a pas évolué. Par exemple, lors de la deuxième tempête isolée, le bilan total est quasiment nul, mais cela n'est dû qu'à un volume de plage supratidale érodé équivalent à celui gagné par la plage intertidale.

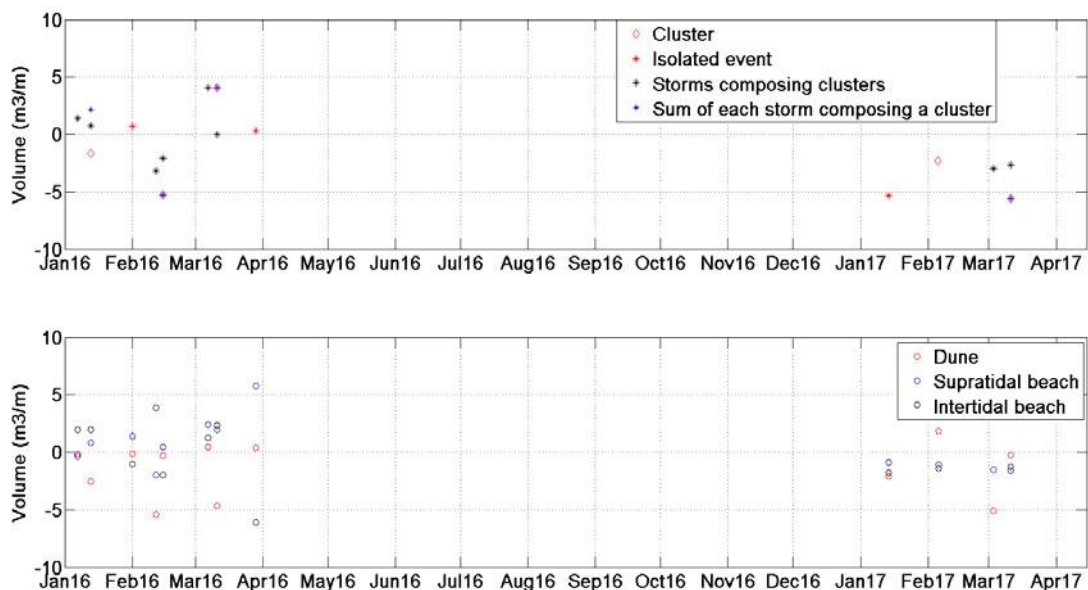


Figure 5. Changements volumiques lors des différents évènements.

3.4 Discussion

Enfin, les approches multi-~~proxys~~ et l'étude des évolutions au sein d'un même cluster apportent à la fois des informations quant aux échanges sédimentaires entre les compartiments dune/plages inter et supratidale, mais également montrent que chaque tempête joue un rôle (érosif ou reconstructif). De plus, il existe un déphasage entre la réponse de la plage et l'apex des évènements. De ce fait, l'effet d'un cluster ne peut être considéré que comme la somme des effets de chaque tempête qui le compose.

Des études précédentes (e.g. MASSELINK *et al.*, 2006) ont mis en évidence l'importance de paramètres tels que la morphologie de la plage, l'énergie des vagues et la durée des évènements énergétiques ou encore la marée dans l'étude des évolutions morphodynamiques des littoraux sableux. Tous les évènements qui montrent une érosion de la dune (clusters 1,2,3 et 5 ainsi que la tempête 3) se sont déroulés pendant des forts coefficients de marée (>95, tableau 1). Lors des marées de vives-eaux, l'altitude du plan d'eau plus élevée associée à de fortes conditions de houle donne accès à la dune et à la plage supratidale. Après l'apex de tempête, la retombée des conditions énergétiques et la diminution du niveau du plan d'eau permet soit un dépôt de sédiment en bas de plage, soit un retour du sable précédemment érodé vers la plage intertidale. Lors de coefficients plus modérés, les tempêtes vont rendre le sédiment de la plage intertidale disponible pour engraisser le haut de plage, puis la plage supratidale, comme lors des périodes de "recovery" saisonnières. Du fait de la durée supérieure en temps de la période de cluster, la probabilité qu'une marée de vives-eaux soit corrélée à un cluster plutôt qu'à une tempête simple est plus élevée.

De plus, selon une étude de PHILLIPS *et al.* (2017) il existe une anti-corrélation entre le taux d'engraissement d'une plage sableuse et la cambrure des vagues. Ainsi, lors des tempêtes isolées 1 et 2, qui montre une accrétion de la plage, la cambrure des vagues n'excède pas 0,02. La forme des vagues semble donc jouer un rôle (secondaire) dans la réponse des plages aux évènements énergétiques.

Tableau 1. Coefficients de marée.

<i>Evènements</i>	Cluster	Isolée	Cluster	Cluster	Isolée	Isolée	Cluster	Cluster
	1	1	2	3	2	3	4	5
Coefficients de marée	De 40 à 95	De 71 à 37	De 57 à 108 à 66	De 34 à 116	De 89 à 58	De 99 à 102	De 80 à 54	De 100 à 51

4. Conclusions

Des levés DGPS haute fréquence ont été effectués sur la plage de Biscarrosse (Aquitaine, France), site labellisé par le SNO DYNALIT, entre novembre 2015 et mai 2017. Les données hydrodynamiques ont permis de comptabiliser 15 tempêtes enregistrées au total durant deux hivers énergétiquement différents (10 évènements pour le premier hiver contre seulement 5 durant le second). L'étude topomorphologique du système plage/dune de Biscarrosse a pu mettre en évidence l'existence d'une zonation dans la réponse du système en fonction du type d'évènement, à savoir un cluster ou une tempête isolée. Ainsi, les clusters ont tendance à provoquer une érosion de la zone supratidale de la plage, associée à un recul du pied de dune, au profit de la zone intertidale qui a tendance à s'engraisser. Le contraire est observable en période de tempêtes isolées, et serait lié à de plus faibles altitudes du plan d'eau (petits coefficients de marée). De plus, la méthodologie "haute fréquence" utilisée dans cette étude donne à la fois accès aux tempêtes composant chaque cluster, mais aussi aux évènements intracluster. Il en ressort que l'évolution (érosion) résultant d'un cluster est à la fois liée aux effets de chacune de ses tempêtes mais également aux évolutions inter-tempêtes. Ainsi, pour comprendre l'évolution morphodynamique d'un système sableux il ne suffit pas de tenir compte de chaque évènement énergétique, mais aussi du séquençage de ceux-ci et des périodes énergétiquement plus calmes, entre les tempêtes. Par conséquent, la réponse du système à un évènement de type "cluster" ne peut être considérée comme la somme des érosions induites par chaque tempête qui constitue le cluster.

Dans cette étude, seuls les processus cross-shore ont été considérés. Or, il semblerait que les tendances clairement déterminées pour le premier hiver soient plus complexes pour le second. Une étude plus approfondie des possibles processus *longshore* pouvant expliquer les différences dans les réponses morphodynamiques aux deux hivers est actuellement en cours.

5. Références bibliographiques

- ALMAR R., CASTELLE B., RUESSINK B.G., SENECHAL N., BONNETON P., MARIEU V. (2009). *High-frequency video observation of two nearby double-barred beaches under high-energy wave forcing*. J.C.R. SI56, pp 1706–1710.
- ANGNUURENG D.B., ALMAR R., SENECHAL N., CASTELLE B., ADDO K.A., MARIEU V., RANASINGHE R. (2017). *Shoreline resilience to individual storms and storm clusters on a meso-macrotidal barred beach*. *Geomorphology*, Vol. 290, pp 265-276. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.04.007>
- BA A., SENECHAL N. (2013). *Extreme winter storm versus summer storm: morphological impact on a sandy beach*. J.C.R. SI, Vol. 65, pp 648–653. <https://doi.org/10.2112/si65.110.1>

- BUTEL R., DUPUIS H., BONNETON P. (2002). *Spatial variability of wave conditions on the French Aquitanian coast using in-situ data*. J.C.R. SI, Vol. 36, pp 96-108.
- COCO G., SENECHAL N., REJAS A., BRYAN K.R., CAPO S., PARISOT J.P., BROWN J.A., MACMAHAN J.H.M. (2014). *Beach response to a sequence of extreme storms*. Geomorphology, Vol. 204, pp 493–501. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.08.028>
- DISSANAYAKE P., BROWN J., WISSE P., KARUNARATHNA H. (2015). *Effects of storm clustering on beach/dune evolution*. Marine Geology, Vol. 370, pp 63–75. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.10.010>
- DOLAN R., DAVIS R.E. (1994). *Coastal storm hazards*. J.C.R., pp 103–114. FERREIRA Ó. (2005). *Storm Groups versus Extreme Single Storms: Predicted Erosion and Management Consequences*. J.C.R., pp 221–227.
- KARUNARATHNA H., PENDER D., RANASINGHE R., SHORT A.D., REEVE D.E. (2014). *The effects of storm clustering on beach profile variability*. Marine Geology, Vol. 348, pp 103-112. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.12.007>
- MASSELINK G., KROON A., DAVIDSON-ARNOTT R.G.D. (2006). *Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings — A review*. Geomorphology, Vol. 73, pp 33–49. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.06.007>
- PERON C., SENECHAL N. (2011). *Dynamic of a meso to macro-tidal double barred beach: inner bar response*. J.C.R., SI, Vol. 64, pp 120–124.
- PHILLIPS M.S., HARLEY M.D., TURNER I.L., SPLINTER K.D., COX R.J. (2017). *Shoreline recovery on wave-dominated sandy coastlines: the role of sandbar morphodynamics and nearshore wave parameters*. Marine Geology, Vol. 385, pp 146-159. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.01.005>
- ROELVINK D., RENIERS A., VAN DONGEREN A., DE VRIES J., VAN T., MCCALL R., LESCINSKI J. (2009). *Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands*. Coastal Engineering, Vol. 56, pp 1133–1152. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2009.08.006>
- SENECHAL N., COCO G., CASTELLE B., MARIEU V. (2015). *Storm impact on the seasonal shoreline dynamics of a meso- to macrotidal open sandy beach (Biscarrosse, France)*. Geomorphology, Vol. 228, pp 448–461. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.025>
- WRIGHT L.D., SHORT A.D. (1984). *Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis*. Mar. Geol., Vol. 56, pp 93–118. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)

Annexe II

Résumé étendu publié

lors de la conférence

Coastal Dynamics 2017

HIGH FREQUENCY MONITORING OF THE SHORELINE/BARLINE EVOLUTION OF AN OPEN SANDY BEACH, THE EXAMPLE OF BISCARROSSE BEACH (FRANCE)

Biausque Mélanie¹, Nadia Senechal¹, Adeline Barre¹ and Thibault Laigre¹

Abstract

One year of high frequency DGPS surveys (January 2016 to January 2017) completed by the inner bar position extracted from video monitoring are analyzed to study the evolution of the open sandy beach of Biscarrosse (SW of France). The purpose of this work is not only to characterize the seasonal dynamics of the shore but also to look after the evolution of different shore proxies (e.g. dune foot, lower/higher beach, etc...) at short scales as energetic event scales. According to our dataset, the tide is a key component in beach morphology changes and sandbar position. Indeed, during the winter 2016 clusters provoked beach and dune erosion because of spring tide periods whereas neap tide isolated events seems to reconstruct the beach. Moreover, we observed a significant alongshore variability in beach response to energetic and calm conditions probably linked to beach management and the inner bar shape (presence of RIP channels).

Key words: sandy beach, sediment transport, morphodynamics, clusters, recovery periods, barline position.

1. Introduction

Predicting the shoreline evolution is a recurring issue in coastal management. The increase of human pressures on coastal environments associated to the possible effects of “global warming” could impact the natural fluctuations of the coastline. Understand the sediment exchanges at different timescales are thus a key component to predict the shoreline variability and vulnerability. With nearly 250 km of long straight sandy coastline, the Aquitanian coast (S-W of France) is recognized as a touristic hotspot fully opened to the North Atlantic swell. Previous studies (*e.g.* Senechal *et al.*, 2009) have shown that

¹ UMR CNRS 5805 EPOC, University of Bordeaux, France. melanie.biausque@u-bordeaux.fr; nadia.senechal@u-bordeaux.fr; adeline.barre@etu.u-bordeaux.fr; thibault.laigre@etu.u-bordeaux.fr

both seasonal and storm event scales are key components in the shoreline dynamics. Moreover, Boak & Turner (2005) highlighted the importance in the chosen proxy to describe the shoreline dynamics pointing that, for example, the dune foot will react differently to same factors than the lower beach. This work trends towards a better understanding of the impact of short scale dynamics on the seasonal variations by including not only erosive events (*e.g.* storms or cluster of storms) but also calm periods (relative to storms) generally considered in the literature as being 'recovery' periods (*e.g.* Splinter *et al.*, 2011).

2. Methods

2.1. Field area

Biscarrosse beach, South West of France (fig.1), is a meso to macrotidal double-barred open sandy beach previously described as a typical example of the Aquitanian beaches' morphology (Castelle *et al.*, 2007b; Almar, 2009). Oriented about 280.5° due to the North, Biscarrosse is totally opened to the North Atlantic swell, associated to mean annual Hs of 1.4m and Tp equals to 6.5s (Butel *et al.*, 2002). However, a strong seasonality in the wave climate is observed with waves that can exceed 10 m during winter storms (from November to March). The mean spring tide in this area is 3.7m against 1.8m during neap tide.

Composed by medium sand, 350 µm median grain size (Ba & Senechal, 2013), Biscarrosse beach morphology is both driven by cross-shore exchanges and a strong longshore drift (from North to South). This beach is classified as an intermediate beach, according to the classification of Wright & Short (1984), mostly dominated by TBR and LTT states (Peron & Senechal, 2011).

Over the past years, several studies illustrated the intertidal sandbar morphologies and migrations (*e.g.* Lafon *et al.*, 2002; Apoluceno *et al.*, 2003; Senechal *et al.*, 2009). Almar (2009) showed that even if the inner bar generally presents a TBR type associated with wavelengths around 400m, all intermediate states can be observed. The outer bar is currently crescentic with a typical wavelength about 700m, but its geometry can be modified by the wave incidence and the subtidal sandbar sometimes exhibits an asymmetric shape (Lafon *et al.*, 2004; Castelle *et al.*, 2007b).

Another remarkable point about Biscarrosse is the different management strategies deployed on the beach. Indeed the back dune is covered by grass, the southern part of the shoreline is fixed by seawalls and the northern part of the dune is protected by windbreakers (fig.1).

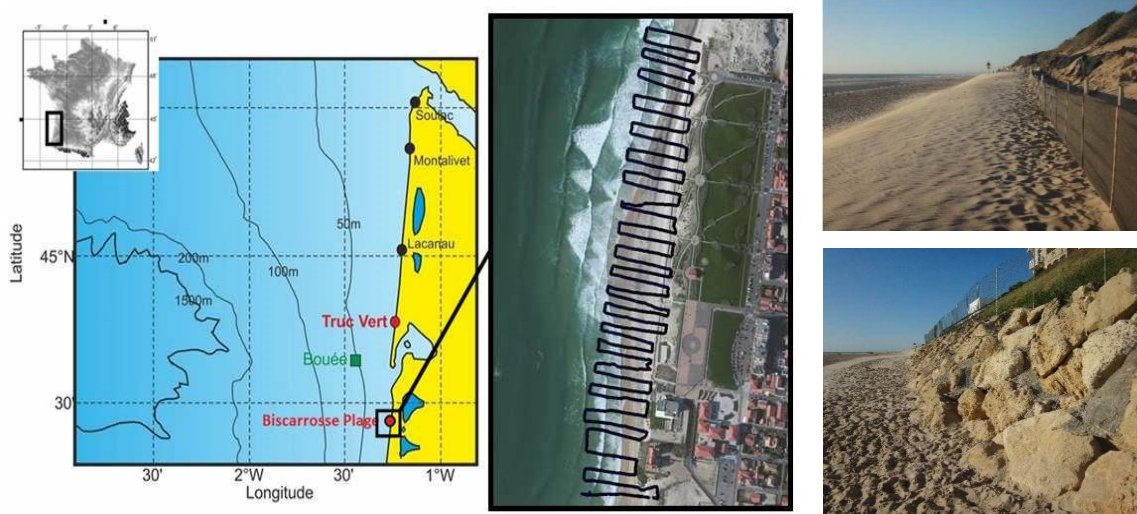


Figure 1: Biscarrosse beach location and DGPS typical transects over the beach. Right images: top: windbreakers; bottom: seawalls.

2.2. DGPS surveys and barline extraction

From November 2015 until February 2017, more than ninety DGPS surveys have been done on Biscarrosse beach. With at least two surveys a week (excepting during summer), this high frequency dataset allows us to access the beach and dune variability at really short scale, as storm event. Covering 700m of longshore beach (fig.1), thirty cross-shore transects are recorded from the dune to the low tide mark. Actually, even the inner bar can be reached during summer spring tide.

The barline position has been monitored through a modified CamEra system, developed in the first time by the NIWA and revised by V. Mariou (EPOC, France). Four color cameras are fixed on a 15m high structure located on the top of the dune. The video system overlooks about 2km longshore and 1km crossshore (Ba & Senechal, 2013), providing 4 images per hour (Almar *et al.*, 2009). Because of technical failure, only images from the middle of January 2016 until the end of March 2016 (the first winter period) have been used in this paper. Moreover, because of poor images quality (rain, reflections, etc...) only 32 days have been exploited that is half of the time period. The bar position has been digitized using rectified averaged images, obtained by a 10 minute time-exposure video (Senechal *et al.*, 2015). Predominant wave breaking is used as a proxy to identify the submerged surfzone sandbar (Lippman & Holman, 1989; Van Enckevort & Ruessink, 2001). In order to avoid tide and wave shift, the mean wave breaking (\bar{H}_s) has been fixed according to the Equation 1 (Desmazes, 2005), where H_s is

the significant wave height and the water level, and the images extractions done according to this coefficient.

$$\gamma = H_s/\eta = 0.8 \quad (1)$$

3. Preliminary results

3.1. Hydrodynamic conditions

The wave dataset was extracted from the WaveWatch3 model provided by Previmar. The offshore waves were modeled by 50m deep and offshore the Cap Ferret sandy spit (fig. 1, green square on the map). Tide data were obtained by the tide model developed by the SHOM institute. According to previous studies (e.g. Dolan & Davis, 1994), a storm event could be described by two different thresholds, one for the significant wave height and one for the storm duration. Those thresholds are typical to each environment. For the Biscarrosse beach, and more generally the Gironde coast, hydrodynamic conditions are considered as storms when the H_s are superior to 4m ($H_{95\%}$) during more than a tide cycle (12hrs). Following this characterization Biscarrosse endured nine different storms during the winter 2016 (from the 5th of January 2016, beginning of DGPS surveys). The first storm recorded was the 2nd of January 2106, associated to a max H_s equals to 6.1m and a duration over 20 hrs. During the second one (4th to 7th January), waves reached 6.5m with a mean H_s about 5m. The third one occurred during a spring tide period, from the 11th to the 12th January, and the maximum H_s was 7.3m. In view of the small interval (< 5 days) between those 3 storms, they could be considering as a same cluster event. Thus the winter 2016 could be described by three clusters respectively composed by 3 and 2 storms, and two isolated events (fig. 2).

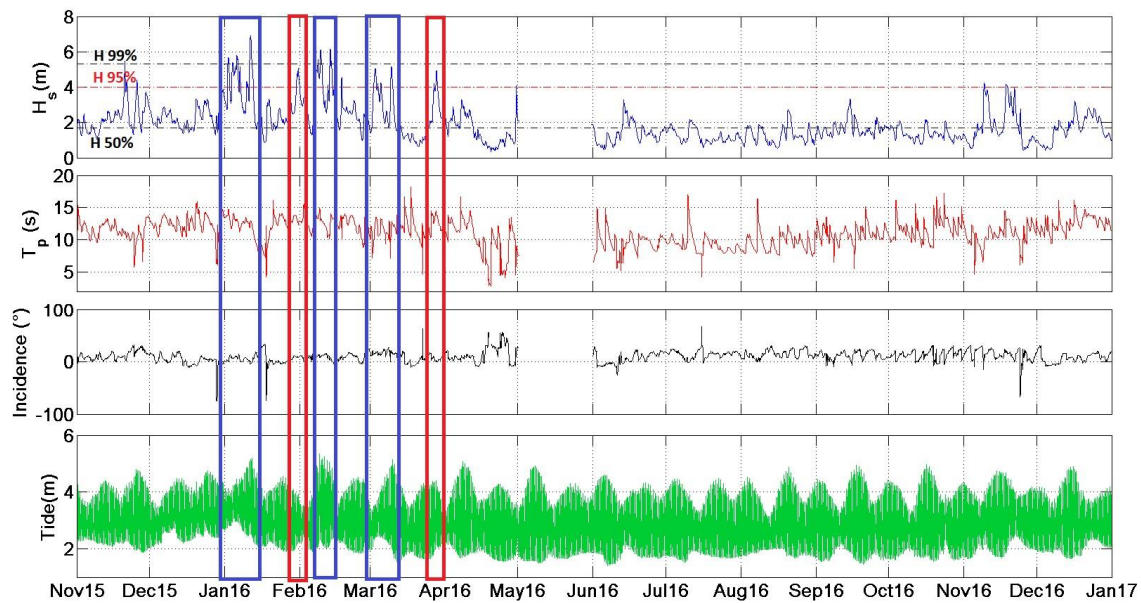


Figure 2: First panel: significant wave height; Second panel: Pic periods; Third panel: Wave Incidence; Forth panel: tide height. Blue box: Clusters; Red Box: Single storm.

3.2. Beach morphology

The first results seems to present a classical seasonal schema with a global beach and dune erosion during winter and a recovery period associated to a berm reconstruction during summer (fig. 3). But, an alongshore variability in the beach response to events is observable. Actually, when looking to winter results (fig. 3, 1st panel) a major erosion of the southern end of the beach is obvious. Moreover, cross-shore profiles were extracted from DGPS surveys in order to access the impact of clusters and storms on the two ends of the beach (fig. 4, top panels). Concerning the northern end, the maximum of erosion is reached at the end of the 2nd cluster (17/02), associated with a retreat about 15 m of the dune foot and a steeper dune/beach slope at the end of winter (fig.4, Top left panel). Plus, the first isolated event (29/01 to 01/02) appeared to initiate a reconstruction of the higher part of the beach meaning that recovery could takes place during high hydrodynamic conditions. The southern end began to have a steeper dune only after the first cluster (22/01). The maximum dune foot retreat about 25m and is attained the 17/02 (fig.4, Top right panel).

At the end of winter an erosion of the lower beach around 1m is observable.

This alongshore variability is also significant during calm conditions and recovery periods. According to the figure 3 (bottom panel) the berm looks higher (2m against 0.6m) and wider in the south part on the beach than in the north. In the north, the first berm reformation began around the 19th of April

2016. The berm migrated toward the dune until the beginning of June, when it stabilized. Its amplitude was about 2m but an erosion of the berm started at the end of summer. In contrast, the first berm reconstruction in the south is later than in the north and took place in August. Its amplitude is less important but the structure was still stable at the end of summer.

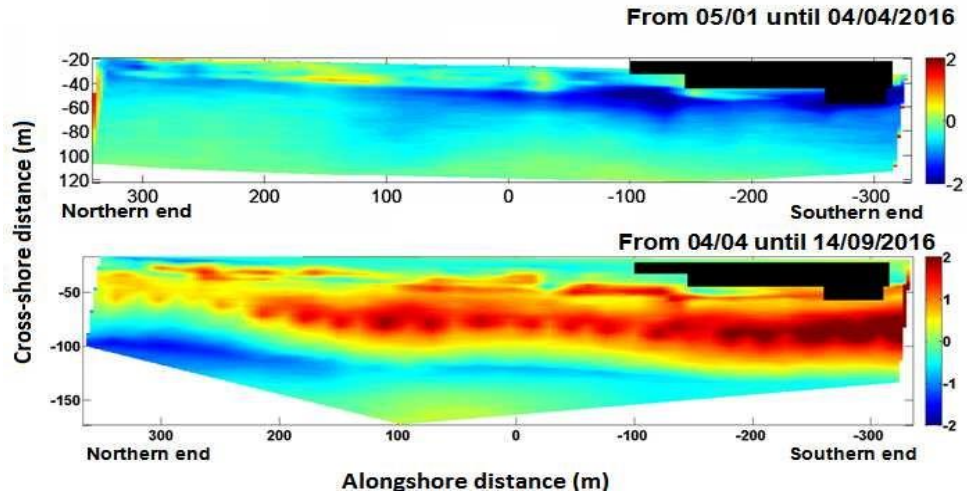


Figure 3: Beach morphodynamics. Top panel: Beach changes during winter 2016. Bottom panel: Beach changes during summer 2016

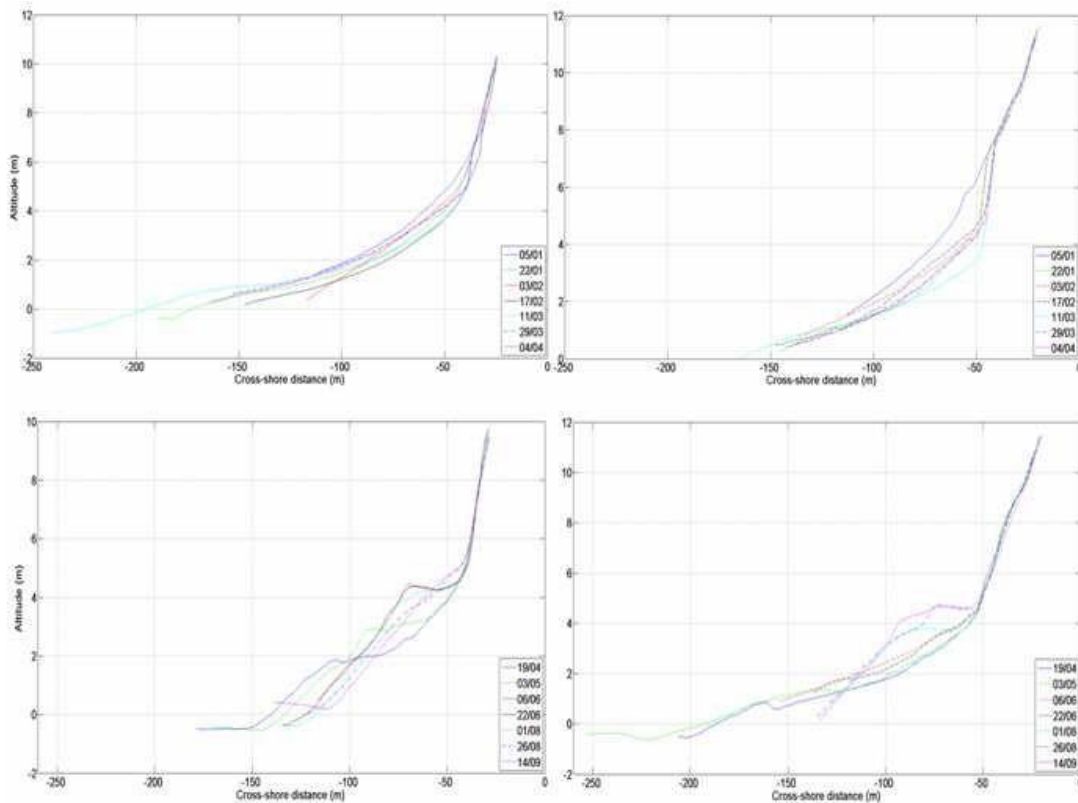


Figure 4: Extracted cross-shore profiles. Top: Winter; Bottom: Summer. Left: Northern end of the beach; Right: Southern end of the beach.

In order to look at the response of the different part of the beach, in term of proxies as dune foot, higher beach or lower beach, isocontours were extracted from topographic surveys. According to our results for winter 2016, beach response to storms is highly variable and cannot be resumed to a single factor. For example, the figure 5 illustrates no erosion of the isocontours $Z=1$, 2.5 and 9m during the first isolated storm, despite high values of H_s (> 5 m). Moreover, recovery periods could be observed between two consecutive storms of a cluster, but not necessarily (e.g. storms during the 1st cluster vs. the 2nd one, figure 5). Furthermore, the figure 5 also shows that an offset exists between the pic of an event (energetic or calm) and the dynamic of the beach (erosion or accretion): the beach is still in erosion after the end of the 2nd cluster, while conditions are calm. The opposite can be noticed for the 3rd cluster: the beach is always in recovery periods during the first storm of the cluster.

In addition, following the proxy $Z= 1$ m, the seasonal recovery period associated to more calm conditions seems to begin in the first days of April against the middle of April for the proxy $Z=2.5$ m. From May 2016, the lower part of the beach starts a landward movement whereas calm hydrodynamic conditions. This is not the signature of an erosion of the beach but of the reconstruction of the berm and the increase of the beach slope.

Those preliminary results show that different proxies allow us to make different interpretations for a same beach and a same event, and there are both cross-shore and longshore variability in the seasonal beach response to high or calm conditions.

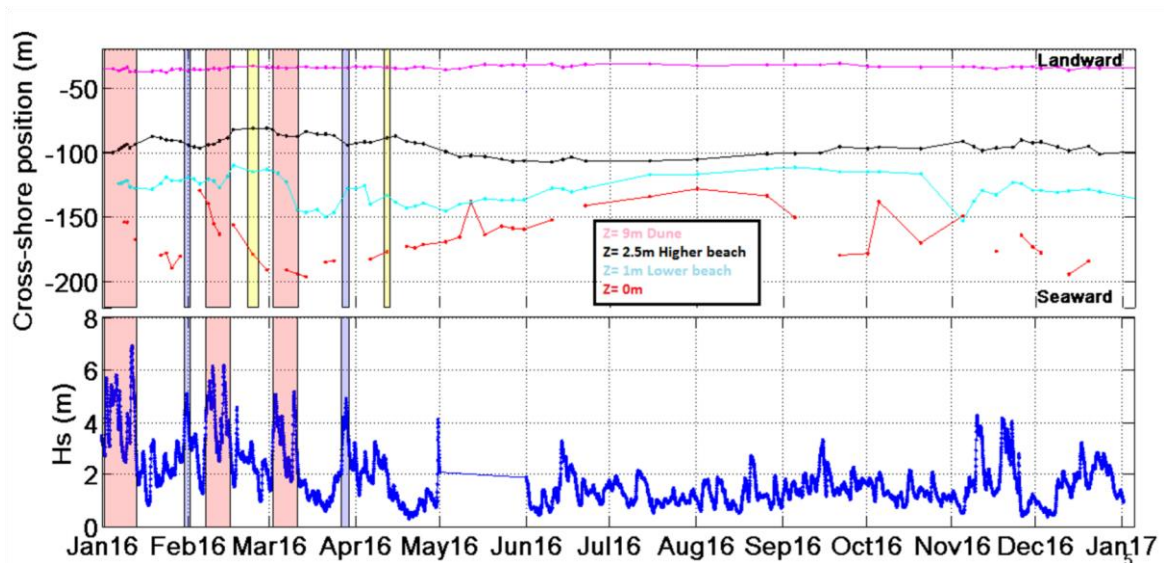


Figure 5: Different isocontours (top panel) compared to significant wave height (bottom panel). Pink boxes: Clusters. Blue boxes: Isolated storms. Yellow boxes: Re-sanding

3.3. Inner bar positions

The first point to notice is that the first cluster has not been taking into account because of a failure in the video system. But, we suppose that the very important hydrodynamic conditions can explain the offshore position of the inner bar at the start of this study (fig. 6). The relatively calm conditions of the last 15 days of January allowed the initialization of an inshore movement of the barline (from 340m to 300m le 26th of January). More generally, there is a correlation between H_s conditions and the barline position: during high conditions, the sandbar initiates an offshore movement with the purpose to protect the beach to high wave energy. In contrast, during calm conditions the inner bar is moving toward the beach. These results are confirmed by previous studies (e.g. Almar *et al.*, 2009; Ba & Senechal, 2013).

Moreover, changes in the bar morphology can also be observed thanks to video monitoring. Thus, the 3D patterns are smoothed during storms and could be reformed during more calm conditions (compared to storm conditions).

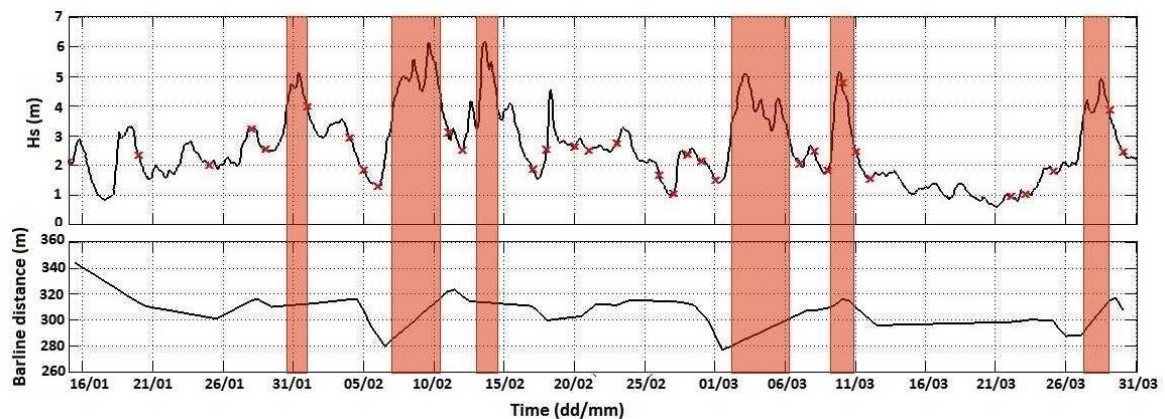


Figure 6: Top panel: Significant wave height. Bottom panel: Inner sandbar position.

4. Discussions

Masselink & Short (1993) supposed that the tide is a fundamental parameter driving the beach morphodynamics and that not only the wave parameters have to be taken into account. According to

our results, the tide is a key component in Biscarrosse cross-shore exchanges. Actually, clusters look to have a major influence on all beach cross-shore profile compared to single events. One reason could simply be the fact that we always had a storm associated to spring tides during each cluster. In contrast, every single event occurred during neap tide meaning that only the lower part of the beach could be reached and eroded. Moreover, during isolated storms observations show that the higher part of the beach is in reconstruction supposing a possible sediment transfer from the lower part (fig. 5, Z=1m) to the higher part of the beach (fig. 5, Z=2.5m). The opposite is remarkable during clusters because the dune foot is attacked when high waves are correlated to spring tide. This time, the higher part is eroded and the available sediment used to enrich the lower part (fig. 5, end of the first cluster, and second one).

The tide has not only an influence on beach morphodynamics but also on the inner bar position (Almar *et al.*, 2010). Looking to the figure 6, the first event occurred during a neap tide period and no significant change is noticeable in the bar position. But, throughout the second event (1st storm of the 2nd cluster) a major offshore movement happened linked to high wave conditions and a spring tide period. This tendency is confirmed all along the winter 2016, even for the 3rd cluster: the sandbar retreat highlight a tide transition from neap to spring tide.

Even if our results cannot really provide a direct link between the barline position and beach response to storm events, the position of RIP channels seems to be a key to understand the alongshore variability. In fact, two principal parameters could play a role in this case. The first one is the beach strategy management. The southern end of the beach is characterized by a seawall protecting two old and emblematic houses (fig. 1). In 1988, Pilkey and Wright described seawalls effects according to three categories: beach width reduce, passive and active erosion. In Biscarrosse beach, an active erosion associated with an “end-of-wall effect” (McDougal, 1987) is recorded. Nevertheless, a strong active RIP channel situated in front of the seawall (fig. 7), and potentially linked to its placement, could also explain the massive erosion in the southern and of the beach, and the delay in the berm reconstruction.

The last point the authors would like to discuss is the reconsideration of the simple model based on the fact that erosion occurs only during strong hydrodynamic conditions and recovery during calm conditions. It is clear that the field reality is not as binary. We observed reconstruction during single events and erosion after the apex of storms (fig. 5). Recently, Scott *et al.* (2016) pointed that post-storm recovery could happened during energetic condition and even that wave events look essential to initiate the recovery. That point will be discussed in a future paper focused on short term beach variations.

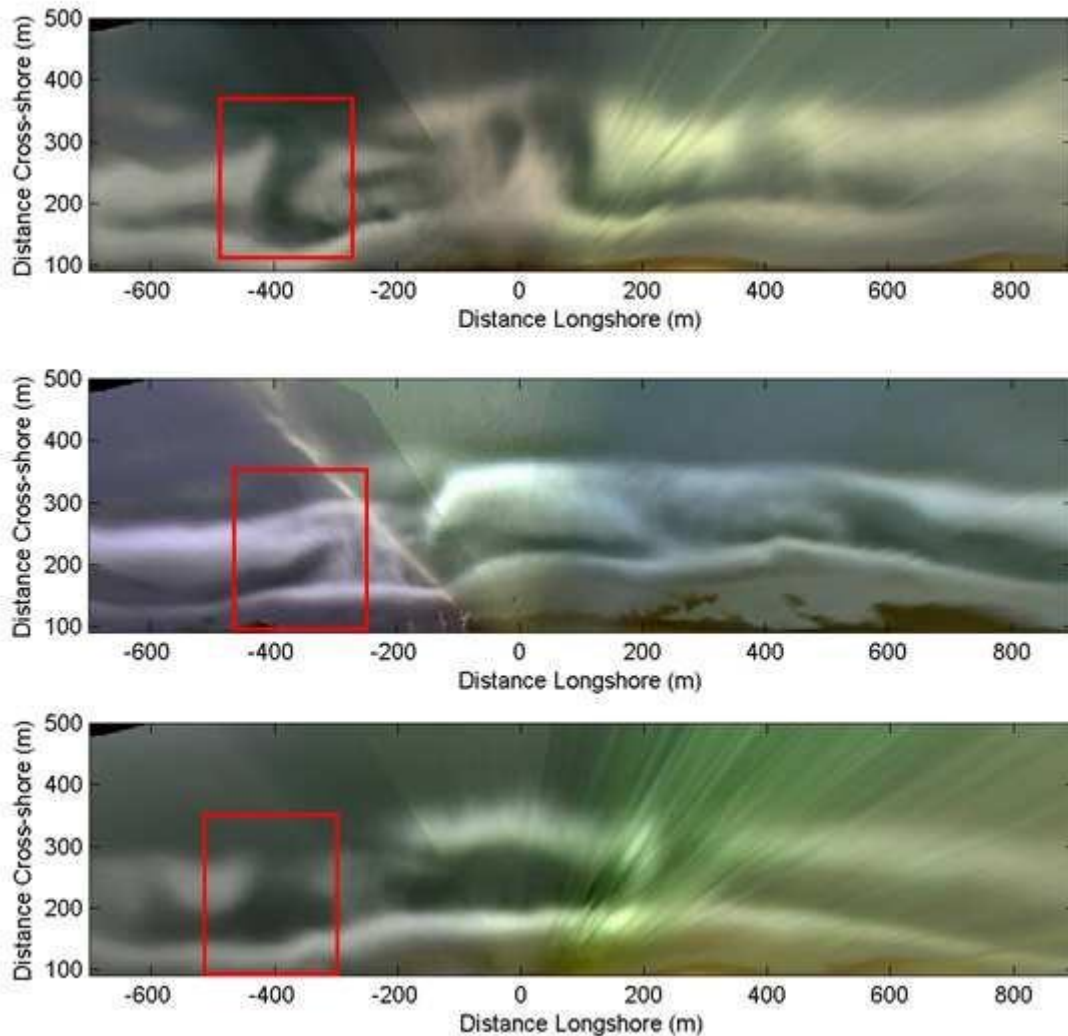


Figure 7: Rip channel in front of seawall (20/01; 17/02; 25/03)

5. Conclusions

High frequency DGPS surveys associated to video monitoring allowed us to access short term beach and dune variability and seasonal trends. We found that the beach morphology is submitted to factors as wave energy (or significant wave height), storm duration or tide. Moreover those factors could influence the various part of the beach in completely different ways. Storm events and spring/neap tides transitions also play a role in the inner bar position. The bar migrates offshore during energetic conditions protecting the beach to wave energy, and its movement is amplified when correlated to spring tide periods. The bar shape and the presence of RIP currents are also an important element to

look after when talking about sediment exchanges. In the case of Biscarrosse beach, the double impact of seawalls and stable RIP channel accelerate the beach lowering in front of the structure, and the dune foot retreat on each side of the wall. On summer, the recovery and the berm reconstruction are also impacted by those two complex factors. The question now is which factors initiate the recovery and erosion of the beach since it appears that both tendencies could happen for calm or energetic hydrodynamic conditions.

Acknowledgements

The authors would like to thank the Region Aquitaine and the University of Bordeaux for providing us materials and funds to organize our researches, the city of Biscarrosse for according us the access to the beach at every moment, the Ifremer institute which gave us the wave dataset extracted from the WaveWatch III model and the SHOM institute for tide references.

References

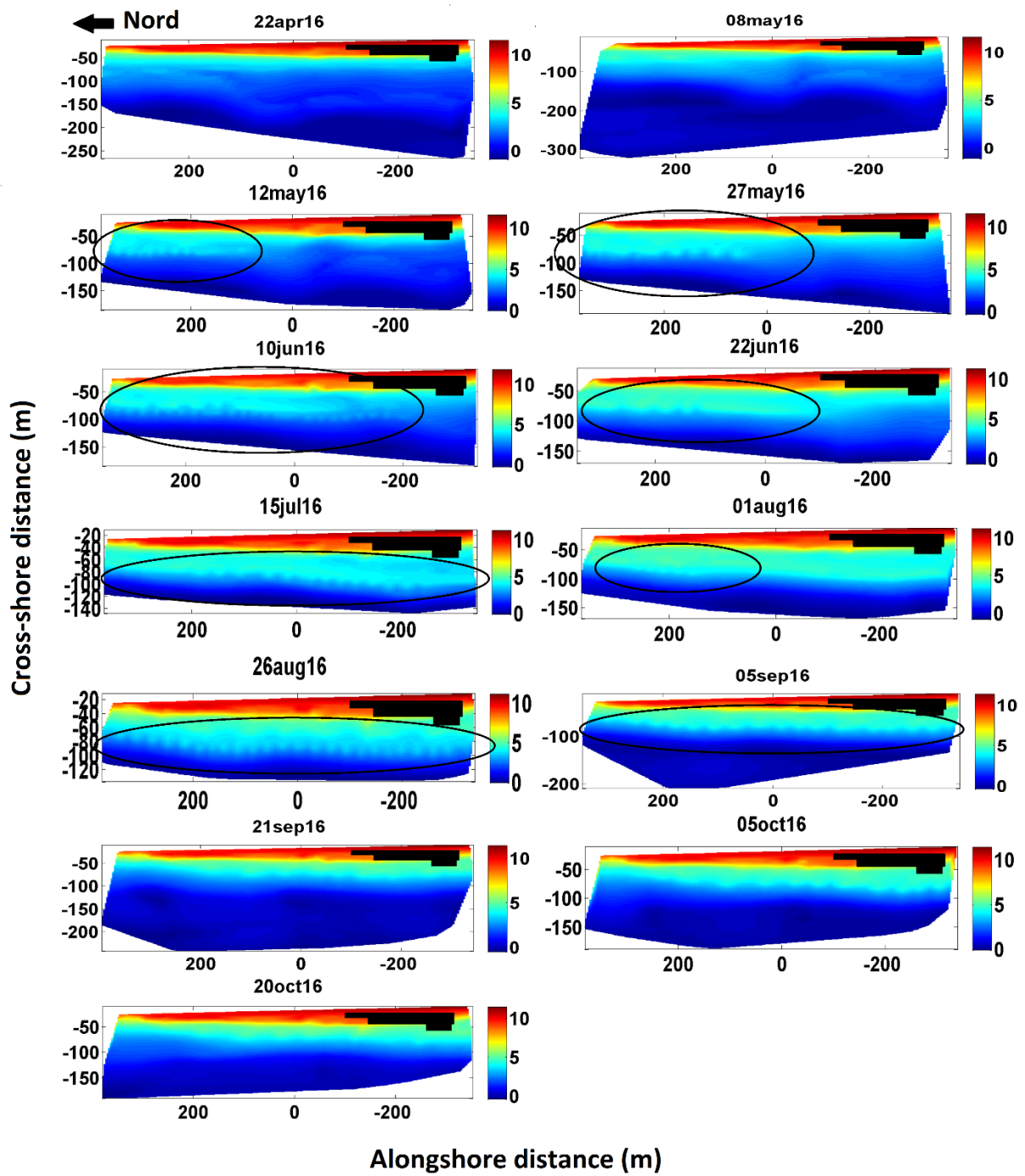
- Almar, R., Castelle, B., Ruessink, B.G., Senechal, N., Bonneton, P., Marieu, V. (2009). High-frequency video observation of two nearby double-barred beaches under high-energy wave forcing. *Journal of Coastal Research*. SI56 1706–1710.
- Almar, R., Castelle, B., Ruessink, B. G., Sénéchal, N., Bonneton, P., & Marieu, V. (2010). Two-and three-dimensional double-sandbar system behaviour under intense wave forcing and a meso–macro tidal range. *Continental Shelf Research*, 30(7), 781-792.
- Ba A., Senechal N. (2013). Extreme winter storm versus summer storm: morphological impact on a sandy beach. *Journal of Coastal Research*, SI, 65 (2013), pp. 648–653.
- Boak, H.E. and Turner, I.L. 2005. Shoreline Definition and Detection: a review. *Journal of Coastal Research*, 21, 688- 703.
- Butel R., Dupuis H., Bonneton P., (2002). Spatial variability of wave conditions on the French Aquitanian coast using in-situ data. *Journal of Coastal Research*, SI, 36, pp. 96–108.
- Castelle, B., Bonneton, P., Dupuis, H., Senechal, N., 2007. Double bar beach dynamics on the high-energy meso- macrotidal French Aquitanian Coast: A review. *Marine Geology*. Vol. 245, n° 1-4, p. 141-159.
- De Melo Apoluceno, D. (2003). *Morphodynamique des plages à barres en domaine méso à macrotidal: exemple de la plage du Truc Vert, Gironde, France* (Doctoral dissertation, Bordeaux 1).
- Desmazes, F. (2005). *Caractérisation des barres sableuses d'une plage de la côte aquitaine: exemple de la plage du Truc Vert* (Doctoral dissertation, Bordeaux 1).
- Dolan, R., Davis, R.E., 1994. Coastal storm hazards. *Journal of Coastal Research*, 103–114.
- Enckevort, I. V., & Ruessink, B. G. (2001). Effect of hydrodynamics and bathymetry on video estimates of nearshore sandbar position. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C8), 16969-16979.
- Lafon, V., Dupuis, H., Howa, H., & Froidefond, J. M. (2002). Determining ridge and runnel longshore migration rate using spot imagery. *Oceanologica Acta*, 25(3), 149-158.

- Lafon, V., Apoluceno, D. D. M., Dupuis, H., Michel, D., Howa, H., & Froidefond, J. M. (2004). Morphodynamics of nearshore rhythmic sandbars in a mixed-energy environment (SW France): I. Mapping beach changes using visible satellite imagery. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61(2), 289-299.
- Lippmann, T. C., & Holman, R. A. (1989). Quantification of sand bar morphology: A video technique based on wave dissipation. *Journal of Geophysical Research*, 94, 995-1011.
- Masselink, G., Short, A.D., 1993. The effect of the tide range on beach morphodynamics: a conceptual model. *Journal of Coastal Research*, 9, 785– 800.
- McDougal, J. A. (1987). *U.S. Patent No. 4,704,943*. Washington, DC: U.S. Patent and Trademark Office.
- Péron, C. and Senechal, N. 2011. Dynamic of a meso to macrotidal double barred beach: inner bar response. In : Furmanczyk, K. (ed.) Proceedings 11th International Coastal Symposium (Szczecin, Poland), *Journal of Coastal Research*, SI64, 120- 124.
- Pilkey O.H., Wright H. L. (1988). Seawalls versus beaches. *Journal of Coastal Research*, p. 41-64.
- Senechal, N., Gouriou, T., Castelle, B., Parisot, J.P., Capo, S., Bujan, S., Howa, H. (2009) Morphodynamic response of a meso- to macro-tidal intermediate beach based on a long-term data-set, *Geomorphology*, 107, 263-274.
- Senechal, N., Coco, G., Castelle, B., & Marieu, V. (2015). Storm impact on the seasonal shoreline dynamics of a meso- to macrotidal open sandy beach (Biscarrosse, France). *Geomorphology*, 228, 448-461.
- Splinter, K. D., Strauss, D. R., Tomlinson, R. B., 2011. Assessment of Post-Storm Recovery of Beaches Using Video Imaging Techniques: A Case Study at Gold Coast, Australia. In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. Vol. 49, n° 12, p. 4704-4716.
- Wright, L.D., Short, A.D., Green, M.O., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118

Annexe III

Evolution morphologique

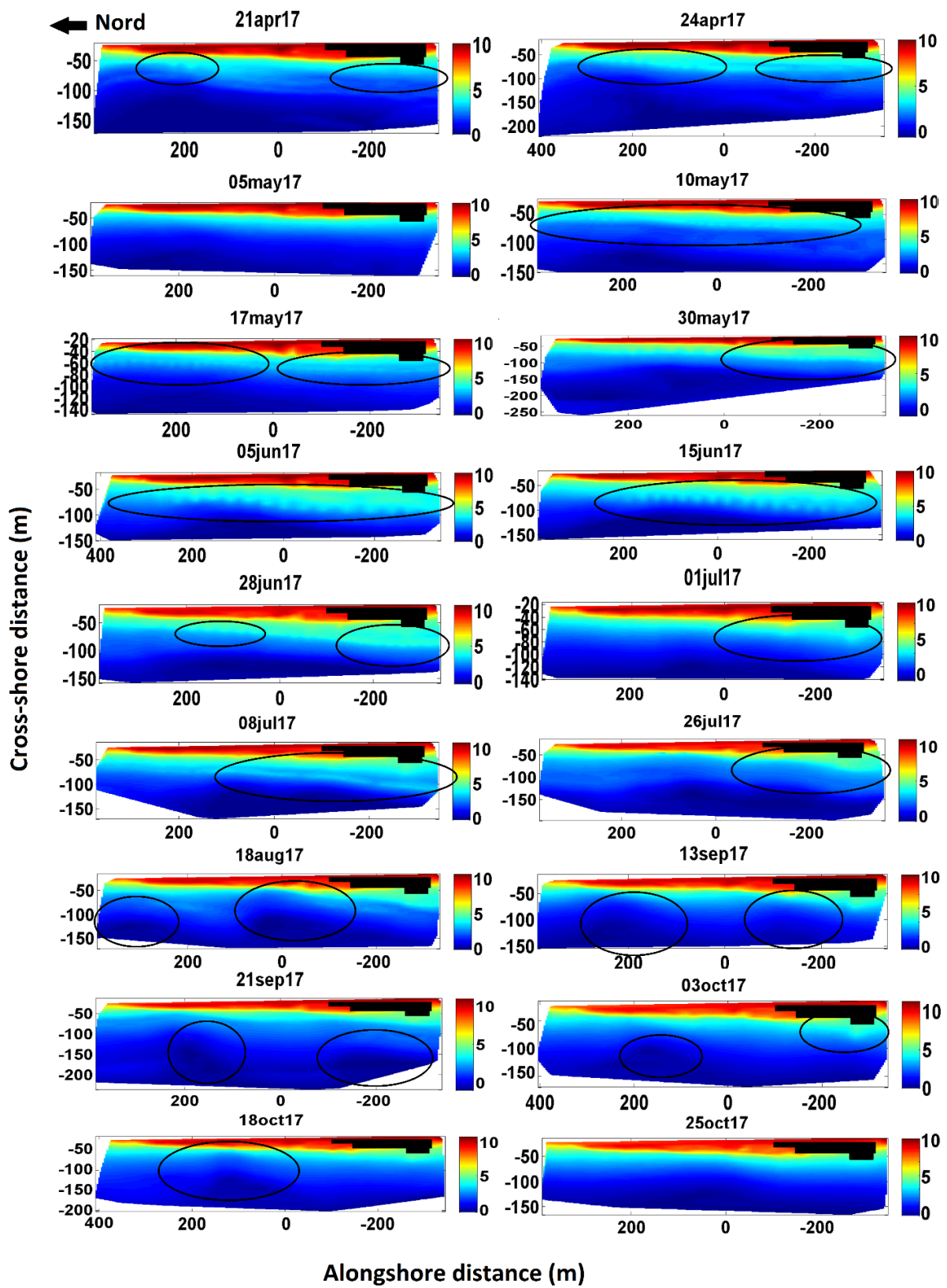
durant l'été 2016



Annexe IV

Evolution morphologique

durant l'été 2017



Annexe V

**Bilan : Isocontours (A),
Volumes (B), Flux
d'énergie (C), Rapport
 C_x/P_y (D), H_s (E),
Cambrure des vagues (F).**

