



HAL
open science

Signature sédimentaire des submersions de tempête dans le domaine rétrolittoral : application à la Charente Maritime

Juliette Baumann

► **To cite this version:**

Juliette Baumann. Signature sédimentaire des submersions de tempête dans le domaine rétrolittoral : application à la Charente Maritime. Sciences de la Terre. Université de La Rochelle, 2017. Français. NNT : 2017LAROS038 . tel-01906053

HAL Id: tel-01906053

<https://theses.hal.science/tel-01906053>

Submitted on 26 Oct 2018

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

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



UNIVERSITÉ DE LA ROCHELLE

ÉCOLE DOCTORALE

Sciences pour l'environnement, Gay-Lussac (ED 523)

Laboratoire Littoral Environnement et Sociétés (LIENSs) UMR-CNRS 7266
Équipe DPL

THÈSE

présentée par :

Juliette BAUMANN

Soutenue le 21 décembre 2017

Pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de la Rochelle

Spécialité : Terre solide et enveloppes superficielles

Signature sédimentaire des submersions de tempête dans le domaine rétrolittoral – Application à la Charente Maritime

Jury :

HOWA Hélène	Professeur, Université d'Angers	Rapporteur
DEZILEAU Laurent	Maître de conférences, Université de Montpellier	Rapporteur
ARNAUD Fabien	Directeur de recherche, CNRS, Université de Savoie Mont-Blanc	Examineur
PARIS Raphaël	Chargé de recherche, CNRS, Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand	Examineur
WÖPPELMANN Guy	Professeur, Université de la Rochelle	Examineur
CHAUMILLON Éric	Professeur, Université de la Rochelle	Directeur de thèse

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Hélène Howa et Laurent Dezileau pour avoir accepté d'être les rapporteurs de ce mémoire de thèse, ainsi que Raphaël Paris, Fabien Arnaud et Guy Wöppelman qui, en tant qu'examineurs, ont accepté d'évaluer ce travail et pour leurs conseils et avis précieux me permettant d'améliorer ce mémoire.

Je tiens également à remercier Olivier de Viron, directeur du laboratoire LIENSs, pour m'avoir accueilli au sein de ce laboratoire et m'avoir permis de réaliser mon travail de thèse dans de parfaites conditions. Je remercie également la région Poitou Charente qui a financé, via une bourse, mon salaire. Cette thèse n'aurait pas non plus pu se faire sans le soutien inébranlable du Parc Naturel Régional du Marais Poitevin (et tout particulièrement Loïc Chaigneau et Élise Chourré) qui a financé le fonctionnement de cette thèse.

J'en viens maintenant à remercier Éric Chaumillon, mon directeur de thèse. Merci pour m'avoir offert l'opportunité de travailler avec toi, sur un sujet passionnant et dans de très bonnes conditions. Merci de m'avoir formée et accompagnée dans mes premiers pas dans le monde de la recherche et de l'enseignement. Merci pour ta confiance et ta patience, quand je sais n'avoir pas toujours été dans les temps ou au même rythme que toi.

Je souhaite également remercier tous mes collaborateurs qui m'ont permis d'outrepasser mes limites dans certaines techniques en m'aidant de leurs compétences uniques. Merci donc à Jean-Luc Schneider, en plus d'avoir lancé ce projet de thèse avec Éric, de m'avoir initiée aux mystères de l'ASM dans les sédiments, ainsi que de m'avoir accueillie de nombreuses fois au laboratoire EPOC, et d'avoir prêté maintes fois main forte sur le terrain (je me souviendrai toujours de l'épisode moustiques à Oléron !) et au laboratoire.

Du laboratoire EPOC, je tiens également à remercier Sabine Schmidt pour nous avoir grandement aidé dans le traitement des carottes en termes de chronologie, de m'avoir fait découvrir ces techniques (merci également pour m'avoir accompagnée et soutenue à Bilbao pour la conférence ISOBAY) ; merci à Xavier Crosta et Jérôme Bonnin pour avoir participé aux discussions techniques et pour leurs conseils quant à la manière d'aborder l'échantillonnage et les analyses de microfaune ; merci à toute la team de la plateforme d'analyse des carottes (Isabelle Billy, Olivier Ther, Hervé Derriennic, Pascal Lebleu et Marie Claire Perello) pour m'avoir accompagnée, pour certains sur le terrain, et pour d'autres au laboratoire dans l'ouverture et l'analyse des carottes, toujours dans une ambiance très conviviale.

Merci également à Myriam Schmutz (qui avec Jean-Luc ont formé un super duo de rappel à mes origines alsaciennes!) pour avoir prêté sa compétence terrain et labo, en qualité de spécialiste géoradar.

Merci également à Frans Jorissen pour m'avoir sortie du brouillard après avoir piqué des centaines d'échantillons de foraminifères et ne pas trop savoir comment aborder les résultats. Merci de m'avoir formé à l'identification et pour tes excellentes idées.

Le fait d'avoir effectué ce travail de thèse au laboratoire LIENSs a également été extrêmement stimulant du fait de la qualité interdisciplinaire de ce laboratoire. En effet grâce à de (en apparence) simples discussions de couloir ou dans les labos, j'ai pu faire la connaissance de Pierre-Guy Sauriau, qui m'a grandement aidé à l'identification de la malacofaune présente dans les sédiments ; ainsi que Pierre Richard qui m'a formé aux analyses isotopiques. Merci également à Xavier Bertin pour son aide inestimable en qualité de spécialiste des processus physiques et hydrodynamiques, je vois maintenant les vagues d'une toute autre manière!

Travailler avec vous a été extrêmement positif pour moi tant dans la découverte de nouvelles techniques que dans l'apprentissage de la gestion d'une équipe. Comme Fabien l'a très bien dit, « Tout seul on va plus vite, mais ensemble on va plus loin ». Grâce à toutes ces rencontres et collaborations, je me sens un peu plus chimiste, biologiste, géophysicienne, ..., que la simple jeune géologue que j'étais en débutant ma thèse.

Quelques répétitions, mais je tiens également à remercier à nouveau Jean-Luc Schneider, Sabine Schmidt et Laurent Dezileau, en plus de Denis Moiriat pour avoir participé à mes deux comités de thèses et m'avoir guidée dans le déroulement de ce travail de recherche.

Je voudrais également remercier l'ensemble des acteurs terrain des différentes réserves naturelles, de l'ONF, de la LPO, des mairies ... pour avoir grandement facilité nos campagnes terrain et nous avoir transmis vos observations de grande valeur.

Merci également aux quatre stagiaires qui m'ont aidé dans mon travail : Yannel, Marion, Anaïs et Salomé.

Je ne peux me permettre d'oublier l'ensemble des personnes travaillant au LIENSs durant mes trois années de thèse et notamment celles toujours présentes pour débloquer les petits problèmes quotidiens ou pour prêter main forte sur le terrain. Merci donc, entre autres, à Marie, Martine, Nicolas et Nicolas, Lucia, Johann, Philippe, Cécilia, Armelle, Bastien... Merci également à toutes les personnes qui ont partagé avec moi des moments de convivialité pendant les repas de midi.

Une petite pensée aussi pour les acolytes de passerelle pour des brèves toujours aussi croustillantes!

Un merci tout particulier aussi à tous mes collègues doctorants qui ont toujours été là pour me soutenir dans les moments un peu difficiles, mais aussi pour partager avoir partagé des moments inoubliables. Merci donc à Pierre, Alexia, Virginia, Aurélie, Anne, Mathilde, Thomas, Alex, Hien, Valentin, Céline, Aurianne, Charlotte, Jean-Rémi, Guillaume, Luuk, Alice, Alice, Thomas, Vincent, et j'en oublie, mais tous les autres aussi.

Je voudrais aussi remercier l'équipe du département d'enseignement des Sciences de la Terre pour m'avoir permis de diversifier un peu ces années de thèse via la découverte de l'enseignement pendant quatre années de monitorat. J'ai hâte de reprendre l'aventure en septembre 2018 !! Et un grand merci également à toute l'équipe d'encadrement et de formation des

étudiants en monitorat, pour les très nombreuses formations d'excellente qualité qui nous ont été offertes.

Enfin cette thèse n'aurait pu se faire sans les soutiens extérieurs de mes amis, collocs, et ma famille (merci encore pour les relectures... quatre docteurs dans la famille, ça se mérite ! ^^) qui m'ont permis de m'évader quand j'en avait besoin et m'ont supporté jusqu'à la fin ;).

Table des matières

Liste des figures	13
Liste des tableaux	24
Introduction générale	27
Chapitre 1 : État des connaissances sur les submersions marines et leur signature sédimentaire en milieu côtier	33
1.1. Les submersions marines	34
1.1.1. Surcotes et niveaux d'eau exceptionnels.....	34
1.1.1.1. L'effet de baromètre inverse.....	35
1.1.1.2. La contrainte du vent sur le plan d'eau.....	35
1.1.1.3. L'effet Coriolis sur la circulation engendrée par le vent	37
1.1.1.4. Composante de la surcote liée au déferlement des vagues	38
1.1.1.4.1. Les vagues gravitaires.....	38
1.1.1.4.2. Les interactions des vagues gravitaires avec la côte.....	41
1.1.1.4.3. Transfert d'énergie des vagues à la rencontre de la côte.....	43
1.1.1.4.4. Courants induits par l'action des vagues	45
1.1.1.4.5. Les ondes infragravitaires	47
1.1.1.5. Le phasage avec la marée.....	50
1.1.2. Impact des niveaux d'eau extrêmes sur les barrières : de l'érosion à la submersion.....	51
1.1.3. Risques liés aux submersions marines	57
1.1.3.1. Vulnérabilité des zones côtières face aux aléas de submersion marine.....	58
1.1.3.2. Les zones côtières basses : un contexte géomorphologique favorable à la submersion marine.....	60
1.1.3.3. Évolution future du risque de submersion marine	61
1.1.3.4. Étudier l'aléa de submersion – apports des différentes approches.....	61
1.1.3.4.1. Les apports des mesures et de la modélisation à la compréhension des processus physiques et à la détermination des zones sensibles	62
1.1.3.4.2. Les archives du passé	63
1.2. Signature sédimentaire des submersions marines	68
1.2.1. Introduction.....	68

1.2.2.	Enregistrement des submersions marines par les dépôts de washover	71
1.2.2.1.	Définition et classifications morphologiques	71
1.2.2.2.	Distribution spatiale des processus d'overwash et des dépôts de washover le long d'une côte	73
1.2.2.3.	Contrôles sur la morphologie des dépôts de washover	77
1.2.2.4.	Évolution dynamique des dépôts de washover	80
1.2.2.5.	Architecture interne et sédimentologie des dépôts de washover	82
1.2.2.6.	Variabilité de l'enregistrement en fonction des processus générateurs du niveau d'eau extrême	86
1.2.3.	Signature distale des submersions en milieu rétrolittoral.....	89
1.2.3.1.	Domaine de la paléotempestologie	89
1.2.3.2.	Variabilité de la signature sédimentaire des submersions marines en domaine distal et proxies utilisés	91
1.2.3.2.1.	Anomalie granulométrique	92
1.2.3.2.2.	Fossiles d'origine marine.....	94
1.2.3.2.3.	Géochimie et minéralogie	98
1.2.3.2.4.	Changements environnementaux à la suite de submersions marines et nouveaux proxies	100
1.2.3.3.	Datation de l'enregistrement sédimentaire des submersions marines.....	102
1.2.3.4.	Intensité des évènements de submersions marines déduit des archives sédimentaires.....	104
1.2.3.4.1.	Interprétation de l'extension, l'épaisseur et la granulométrie en termes d'intensité	105
1.2.3.4.2.	Variabilité des sources des sédiments d'overwash fonction du climat de vague	109
1.2.3.5.	Potentiel de préservation de l'enregistrement sédimentaire des submersions marines en domaine rétrolittoral.....	111
1.2.3.5.1.	Érosion des dépôts	111
1.2.3.5.2.	La bioturbation	112
1.2.3.5.3.	Dissolution et fragmentation des tests de foraminifère	115
1.2.3.5.4.	Altération de l'enregistrement chimique.....	116
1.2.3.6.	Perspectives de recherche	117
Chapitre 2 : Les pertuis et marais charentais, une zone adaptée ?.....		119
2.1.	Définition de la zone des pertuis Charentais.....	120
2.1.1.	Contexte morphologique et géologique	120

2.1.2.	Contexte météorologique et hydrodynamique	121
2.2.	Vulnérabilité de la zone des pertuis aux submersions marines.....	124
2.2.1.	Zone adaptée à la recherche sur les paléo-submersions.....	124
2.2.2.	Historique des travaux sur les submersions marines en région de Charente Maritime.....	125
2.2.2.1.	<i>Processus physiques de surcote et de submersion marine</i>	125
2.2.2.2.	<i>Les submersions marines dans le passé</i>	126
2.2.2.3.	<i>Archives sédimentaires des submersions marines</i>	127
2.2.3.	Motivations pour les travaux de recherche présentés dans cette thèse	127
Chapitre 3 : L'importance des ondes infragravitaires dans la mise en place de dépôts de washover sur une côte dissipative.....		131
3.1.	Introduction.....	132
3.2.	Définition de la zone d'étude	133
3.2.1.	La pointe de Gatseau.....	133
3.2.2.	L'hiver 2013-2014.....	137
3.3.	Méthodes et données	139
3.3.1.	Observations de terrain et chronologie de mise en place des dépôts de washover	139
3.3.2.	Modélisation des conditions hydrodynamiques au cours de l'hiver 2013-2014	141
3.3.3.	Mesures topographiques et calculs des volumes de dépôt.....	142
3.3.4.	Géoradar.....	144
3.3.5.	Acquisition et analyses des carottes	147
3.3.5.1.	Granulométrie	148
3.3.5.2.	Anisotropie de susceptibilité magnétique.....	148
3.4.	Résultats	153
3.4.1.	Évolution morphologique du site avant l'overwash et initiation du dépôt de washover	153
3.4.2.	Conditions hydrodynamiques durant l'hiver 2013-2014 à la pointe de Gatseau	153
3.4.3.	Observations et mesures des overwash et des processus de dépôt associés sur le terrain	157
3.4.4.	Morphologie du dépôt de washover.....	159
3.4.5.	Architecture interne et sédimentologie du dépôt de washover	160
3.4.6.	Susceptibilité magnétique et anisotropie	165

3.4.7.	Évolution du site d'étude post hiver 2013-2014.....	169
3.5.	Discussion	171
3.5.1.	Contrôle géomorphologique sur la submersion par overwash et sur le dépôt de washover.	171
3.5.2.	Hauteurs de <i>runup</i> et processus d'overwash lié au développement d'ondes infragravitaires exceptionnelles	173
3.5.3.	Un écoulement d'overwash enregistré dans une lamine	175
3.5.4.	Un laminaset enregistre un évènement d'overwash.....	176
3.5.5.	Variabilité de l'enregistrement sédimentaire d'évènements d'overwash successifs au cours de l'hiver 2013-2014	178
3.5.6.	Évolution du dépôt post hiver 2013-2014 et perspectives de conservation de l'enregistrement sédimentaire de cet hiver	181
3.5.7.	Perspectives d'approfondissement.....	183
3.6.	Conclusions.....	183
Chapitre 4 : Enregistrement sédimentaire de submersions marines en zone distale (marais / plaines côtières)		187
4.1.	Introduction	188
4.2.	Méthodes et données	189
4.2.1.	Choix des sites d'étude.....	189
4.2.2.	L'utilisation de proxies multiples	189
4.2.3.	Acquisition et traitement des carottes	190
4.2.4.	Granulométrie	192
4.2.5.	XRF.....	193
4.2.6.	Isotopie.....	194
4.2.7.	Analyse faunique	195
4.2.7.1.	Foraminifères	195
4.2.7.1.1.	Indicateurs de paléo-environnements	195
4.2.7.1.2.	L'indice de transport	196
4.2.8.	Datations	198
4.2.8.1.	Cartes anciennes	198
4.2.8.2.	Chronologie récente : ^{137}Cs , ^{210}Pb	199
4.2.8.3.	Datations au radiocarbone	204
4.3.	Définition de la zone d'étude	207
4.3.1.	Remplissage sédimentaire des marais charentais	207
4.3.2.	Morphologie des sites sélectionnés.....	208

4.3.2.1.	Charron (MP13_1bis)	208
4.3.2.2.	Le Marais d'Yves (MY14_02)	209
4.3.3.	Exposition aux submersions marines récentes	210
4.3.4.	Historique des submersions passées	213
4.4.	Résultats	217
4.4.1.	Carotte MP13_1bis.....	217
4.4.1.1.	Chronologie	217
4.4.1.2.	Unités sédimentaires de la carotte MP13_1bis	220
4.4.1.2.1.	MP13_1bis, 150-65 cm.....	220
4.4.1.2.2.	MP13_1bis, 65-10 cm.....	223
4.4.1.2.3.	MP13_1bis, 10-0 cm.....	224
4.4.1.2.4.	Distribution actuelle des foraminifères dans les schorres de la baie de l'Aiguillon	225
4.4.2.	Carotte MY14_02	226
4.4.2.1.	Chronologie	226
4.4.2.2.	Unités sédimentaires.....	229
4.4.2.2.1.	MY14_02, 90-60 cm	229
4.4.2.2.2.	MY14_02, 60-47 cm	231
4.4.2.2.3.	MY14_02, 47-10 cm	234
4.4.2.2.4.	MY14_02, 10-0 cm	236
4.5.	Discussion	239
4.5.1.	Reconstruction paléoenvironnementale	239
4.5.2.	Signature de submersions passées	250
4.5.3.	Limites à l'identification des niveaux de paléo-submersion	251
4.5.4.	Le rôle de l'exposition aux vagues dans la variabilité de la signature sédimentaire des submersions marines	252
4.5.5.	Perspectives d'approfondissement.....	254
4.6.	Conclusions.....	255
	Conclusion générale.....	259
	Références bibliographiques	265
	Annexes.....	297

Liste des figures

Figure 1.1. Principaux processus météo-océanographiques engendrant une surcote de tempête.

Figure 1.2. Distribution hypothétique de la surcote au long d'une côte se trouvant sur la trajectoire d'un ouragan (dans l'hémisphère Nord). La surcote est plus importante sur le côté droit de la trajectoire de l'ouragan car les vents sont dirigés vers la côte, contrairement au côté gauche où les vents sont dirigés vers le large, entraînant une décote (modifié d'après Liu, 2004).

Figure 1.3. Représentation schématique des différents types d'ondes qui affectent la surface des mers et océans sur Terre (d'après Davis et Fitzgerald, 2004).

Figure 1.4. Caractéristiques principales d'une onde de surface dans l'océan.

Figure 1.5. (A) Deux trains de vagues de hauteur similaire mais de fréquence différente. (B) Le train de vagues résultant des phases et oppositions de phases des vagues de (A) est composé de groupes de vagues avec alternance de séries de petites vagues et de séries de grosses vagues ; il en résulte une onde liée qui se traduit par une variation de l'élévation moyenne du plan d'eau de plus grande longueur d'onde (modifié d'après Open University, 1994).

Figure 1.6. Zonation de la côte en fonction des interactions fond/vagues.

Figure 1.7. (A) Représentation schématique de la réfraction des vagues dans la zone de déferlement et du courant de dérive littorale induit. (B) Représentation schématique montrant la réfraction des vagues, avec une concentration de l'énergie qu'elles transportent sur les caps et une atténuation de celle-ci dans le fond des baies. Les lignes pointillées représentent la direction de propagation des vagues et de l'énergie qu'elles transportent. (Modifié d'après Davis et Fitzgerald, 2004).

Figure 1.8. Les différentes zones d'action des vagues et les principaux courants pouvant agir près des côtes ; avec h , la profondeur, z , la distance sous la surface, L , la longueur d'onde des vagues, 1, le courant orbital, 2, le courant oscillatoire, 3, la dérive

littorale, 4, le courant de downwelling, 5, le courant d'undertow et 6, le courant d'arrachement (Héquette, 2001).

Figure 1.9. Représentation schématique de la variation cross-shore de la hauteur minimum, moyenne et maximum des vagues, avec les phénomènes de *set-up* associés aux différentes conditions. X_1 et x_2 sont les positions minimum et maximum où les vagues cassent, et h est la hauteur d'eau (d'après Symonds et al., 1982).

Figure 1.10. À droite, définition des variables utilisées dans la mesure de l'impact des tempêtes sur les barrières littorales. À gauche, définition des quatre régimes caractérisant l'impact des tempêtes sur les barrières. Le seuil entre les régimes de swash et de collision est en pointillé car sa valeur, ou $R_{high}/D_{high} = D_{low}/D_{high}$, est dépendante du profil de plage, tandis que tous les autres seuils sont uniques (d'après Sallenger, 2000).

Figure 1.11. Photo d'une plage en régime de swash pendant une tempête, le pied de dune n'est pas touché (Masselink and van Heteren, 2014).

Figure 1.12. À gauche, barrière en régime de collision pendant une tempête, le pied de dune est sapé par les vagues (Masselink and Van Heteren, 2014). À droite, le sapage des dépôts en pied de dune déstabilise le front de la dune, entraînant le glissement de blocs sur le front de la dune et la création d'une encoche d'érosion littorale (Pointe de Gatseau, sud de l'île d'Oléron).

Figure 1.13. Franchissement d'une brèche dans la dune par des paquets de mers lors d'une surcote combinée à une marée haute au sud de l'île d'Oléron en février 2016.

Figure 1.14. Submersion continue des défenses côtières de la Nouvelle Orléans, en bordure du lac Pontchartrain lors du passage de l'ouragan Katrina en août 2005 (crédit photo : D. McClosky).

Figure 1.15. Les différents modes de submersions des barrières littorales. Les ruptures de digues existent aussi mais ne sont pas représentées ici (d'après Cariolet, 2011).

Figure 1.16. Le risque de submersion marine et les différentes approches de caractérisation de l'aléa de submersion marine.

Figure 1.17. Classification des principaux environnements littoraux côtiers, illustrant leur organisation en fonction de la direction de migration du littoral vers le large (en

bas : régression, progradation) et vers le continent (en haut : transgression, rétrogradation) en fonction de la force relative des courants de marées, des vagues et des courants fluviaux. L'influence relative de la houle par rapport aux marées augmente de la gauche vers la droite (Proust et al., 2013 ; d'après Boyd et al., 1992).

Figure 1.18. Différents types de signatures sédimentaires associées aux événements de submersions marines (Chaumillon et al., 2017).

Figure 1.19. Représentation schématique des processus sédimentaire menant à un dépôt de submersion marine en domaine rétrolittoral protégé par une barrière sableuse.

Figure 1.20. (A) Différentes catégories de dépôts washover ; (B) Morphologie typique d'un dépôt de washover résultant d'un overwash chenalisé par une brèche dans le cordon dunaire (modifié d'après Donnelly et al., 2006).

Figure 1.21. Différents types de dépressions dans la morphologie des dunes, dans lesquelles les washovers peuvent se former (Matias et al., 2008).

Figure 1.22. Exemple de dépôt de washover chenalisé en bordure de la lagune de la Belle Henriette, sur la côte Atlantique française, au niveau de la ville de la Faute-sur-Mer, avec à droite une photo aérienne de la zone en 2012 (Ortholittorale V2 – MEDDE) et à gauche une photo aérienne de 2015 d'un dépôt de washover mis en place durant l'hiver 2013-2014 et l'ensemble des dimensions caractérisant la morphologie du dépôt (l_b , la largeur de la brèche, l_{WO} la plus grande largeur du corps principal du dépôt, L , la distance de pénétration du dépôt en arrière de la plage, β_N et β_S , les angles de dispersion du dépôt au-delà de la gorge, respectivement au Nord et au Sud de la gorge).

Figure 1.23. Phases successives dans l'overwash de la barrière et la réponse morpho-sédimentaire, dépendant de l'élévation du niveau d'eau en mer par rapport à la hauteur de la crête de la barrière (modifié d'après Orford et Carter, 1982).

Figure 1.24. Trajectoires des cyclones tropicaux observées durant les 150 dernières années (http://eoimages.gsfc.nasa.gov/images/imagerecords/7000/7079/tropical_cyclone_map_lrg.gif), superposées à la carte des fréquences globales des cyclones extratropicaux pour la période 1961-1998

(<http://data.giss.nasa.gov/stormtracks/>). Sur l'échelle de Saffir-Simpson, TD et TS réfèrent respectivement à Tropical Depression et Tropical Storm. L'échelle utilisée pour la fréquence des cyclones extratropicaux représente le pourcentage de temps où un centre de basse pression (i.e., une tempête) a été observé dans la zone considérée entre 1961 et 1998. (Masselink et van Heteren, 2014).

Figure 1.25. La variabilité de la signature sédimentaire des submersions marines en termes de granulométrie des dépôts est dépendante de la configuration morphologique du site étudié par la présence ou absence de barrière littoral, la nature de la barrière littorale et la topographie du domaine rétrolittoral (les photographie aérienne exemples des différents environnements proviennent de Google Earth).

Figure 1.26. À gauche, photographie d'une couche de tempête (Californie, USA), illustrant les concepts de bioturbation avec : la profondeur de bioturbation L_b ; l'épaisseur du dépôt de tempête L_s ; le remaniement biologique d'un dépôt évènementiel est généralement plus prononcé proche du sommet de la couche de bioturbation, où la préservation de la fabrique sédimentaire primaire est généralement pauvre. À droite, une représentation schématique de ces concepts : un dépôt évènementiel d'épaisseur inférieure à celle de la couche de bioturbation ; le dépôt évènementiel est remanié avec un taux de bioturbation $\alpha(z)$ (z , la profondeur), jusqu'à qu'il soit enfouit en dessous de la profondeur L_b , après quoi, il sera conservé dans la zone historique, sans plus subir les processus de bioturbation. (Modifié d'après Bentley et al., 2006).

Figure 2.1. Modèle numérique de terrain terre-mer réalisé à partir des mesures LiDAR de 2010. L'altitude est donnée en NGF (Nivellement Général de la France) et la projection horizontale est en m selon le système de coordonnées Lambert 93. Les zones inondées par la tempête Xynthia en 2010 sont contourées en rouge. (Breilh, 2014).

Figure 3.1. Localisation et morphologie du site d'étude : (A) carte topographique et bathymétrique de la région des Pertuis, avec le profile utilisé pour la

modélisation des conditions hydrodynamiques locales (double flèche bleue) ; (B) Photographie aérienne (RGE Ortho © IGN – Géo17, 2014) du pertuis de Maumusson et des littoraux adjacents (la pointe de Gatseau, la presqu'île d'Arvert, respectivement amont- et aval- dérives littorales Nord-Sud) ; (C) carte topographique de la pointe de Gatseau issue du LiDAR de 2010, on distingue bien la dune frontale NNO-SSE et les alternances de crochons et dépressions inter-crochons E-O dans le domaine rétro-littoral.

Figure 3.2. Dynamique du pertuis de Maumusson et des littoraux adjacents entre 1824 et 2010 ; traits de côte de 1824, 1964, 1979 et 2010 pointés respectivement sur la carte de Beautemps-Beaupré, © IGN – Photographies aériennes ® 1967, 1979, © IGN – BD ORTHO ® 2010 (Bliard 2016).

Figure 3.3. (A) Série de données des hauteurs significatives de vagues mesurées à la bouée de Sevenstones, au Sud-Ouest de l'Angleterre sur la période entre le 1er octobre 2013 et le 1er mai 2014 ; 22 tempêtes ont été enregistrées (cercles rouges, dont la taille est proportionnelle à la durée de la tempête), définies par des valeurs de Hs dépassant 5,9m et commençant et terminant lorsque les valeurs de Hs dépassent et repassent 4,5m (Masselink et al. 2016b). (B) Hauteurs de vagues moyennées sur 8 semaines, modélisées sur la période 1953-2011 et mesurées à la bouée de Sevenstones sur la période 2008-2014 (Masselink et al. 2016b). (C) Hs et Tp (modélisées, WWIII et validées par les observations sur la bouée Candhis moyennées sur 2 mois entre avril 2005 et mai 2014, les bulles rouges correspondent aux événements de tempête et leur taille est proportionnelle à la durée des tempêtes (commençant et finissant quand les valeurs de Hs dépassent et repassent $H_{s,75\%} = 2,22\text{m}$) ; les lignes pointillées jaunes correspondent aux seuils de $H_{s,75\%}$, $H_{s,95\%}$, $H_{s,99\%}$, sur la période considérée (Castelle et al. 2015).

Figure 3.4. Chronologie des campagnes de terrain, de la période sur laquelle les vagues et niveaux d'eau ont été modélisés (intervalle rouge), et des événements d'overwash modélisés (flèches bleues foncées) et observés (flèches bleues claires).

Figure 3.5. (A) Photographie aérienne (PLEIADES 2013) de la pointe de Gatseau en 2013 avec l'évolution de la position du trait de côte ; (B) Photographie aérienne (RGE Ortho © IGN – Géo17, 2014) de la pointe de Gatseau en 2014, montrant la mise en place de 3 dépôts de washover au cours de l'hiver 2013-2014 ; (C) Photographie aérienne prise au drone en 2015 du dépôt de washover étudié, avec la position des carottes, des tranchées, des profils radars et du capteur de pression posé le 08/02/2016.

Figure 3.6. Ellipsoïde de fabrication magnétique dans un espace en trois dimensions, tel que $K_{max} \geq K_{int} \geq K_{min}$.

Figure 3.7. Variations de fabrications magnétiques dans le diagramme de Jelinek.

Figure 3.8. Échantillonnage d'une carotte pour les analyses ASM dans des boîtes orientées.

Figure 3.9. (A) Séries temporelles de la surcote modélisée (noir) et de la marée additionnée à la surcote (bleu) au point d'origine du profil cross-shore (Fig. 3.4), et *runup* maximum (rouge à la côte) entre le 01/12/2013 et le 15/03/2014. Séries temporelles des hauteurs significatives des vagues dans la bande gravitaire (B) et dans la bande infragravitaire (C) modélisées au long du profil cross-shore (Fig. 3.4).

Figure 3.10. (A) Séries temporelles des hauteurs significatives des vagues modélisées (bleu) et mesurées (noir) à la bouée Gascogne (5,00° W ; 45,23° N). (B) Séries temporelle des périodes moyennes des vagues modélisées (bleu) et observées (noir), et périodes de pic des vagues modélisées (rouge) la bouée Gascogne.

Figure 3.11. (A) Hauteur d'eau à la crête du washover lors de la marée haute pendant l'évènement d'overwash du 8 février 2016 ; les variations de niveau d'eau à la côte dues à la marée pendant l'étal de marée haute ne dépassent pas 9 cm. (B) La densité d'énergie (m^2 / Hz) en fonction de la fréquence (Hz) montre un pic autour de 0,01 Hz (100 s).

Figure 3.12. Carotte courte prélevée directement après un overwash provoqué par une onde infragravitaire pendant l'évènement du 8 février 2016, montrant le dépôt résultant de cet overwash comprenant une lamine composée à sa base de sable de quartz et à son sommet du sable enrichi en minéraux lourds.

Figure 3.13. (A) Variations d'altitude entre le MNT du LiDAR de 2010 et le MNT au drone de 2015, montrant les volumes de dépôts dans le washover et l'érosion de la plage et de l'ancienne dune frontale. (B) Radargramme et interprétation du profil P1 avec les profils topographiques des MNT de 2010 et 2015. (C) Photographies et interprétations des tranchées T1, T2, T3, T4 et photographie, Rx et interprétation de la carotte OW5. (D) Radargramme et interprétation du profil P2 avec les profils topographiques des MNT de 2010 et 2015.

Figure 3.14. (A) Spectre Raman pour un cristal unique de magnétite (OW6 ; 2,6 cm de profondeur) ; (B) Degré d'anisotropie (P) vs. Kmean pour tous les échantillons de chaque carotte, on peut noter une absence de corrélation entre les deux paramètres qui suggère une fabrique magnétique d'origine primaire dans les dépôts ; (C) caractéristiques des ellipsoïdes de fabrique magnétique de chaque échantillon dans le diagramme de Jelinek (Jelinek, 1981), les ellipsoïdes aplatis dominant la distribution.

Figure 3.15. De gauche à droite, photographies, Rx , log descriptifs, paramètres de fabrique magnétique et interprétation en terme de laminasets des carottes OW4, OW6 et OW7 (Fig. 3.5 pour la localisation des carottes).

Figure 3.16. Différence d'altitude entre les MNT de 2017 et 2015 superposée sur une photo du site d'étude acquise par drone le 9 février 2017 (projet EVEX), et évolution du trait de côte et de la limite du dépôt de washover entre 2012 et 2017.

Figure 3.17. Photographies aériennes du site d'étude (A) en 2014 (BD Ortho IGN-Géo17) ; (B) en 2015 ; (C) en 2016 (projet EVEX) ; et évolution des limites de dépôts des trois washover (2014 en bleu, 2015 en jaune et 2017 en rouge), le contour de 2015 n'est que partiel puisque nous ne disposons pas d'une photographie aérienne couvrant toute la pointe de Gatseau.

Figure 3.18. (A) Projections stéréographiques des orientations des axes principaux des ellipsoïdes de fabrique magnétique des échantillons des carottes OW1, OW2, OW3, OW4, OW6 et OW7 ; Kmax mean et Kmin mean sont les orientations moyennes des axes Kmax et Kmax , respectivement. (B) Projections des

directions de courants estimées à partir de (B) sur une photographie aérienne du dépôt en 2014.

Figure 3.19. Modèle de facies de l'enregistrement sédimentaire d'un événement d'overwash dans un dépôt de washover, avec de gauche à droite, un laminaset idéal (de type 1) composé successivement de lamines d'épaisseur croissante à la base puis décroissantes au sommet, résultant de l'augmentation suivie de la diminution de la profondeur d'eau des écoulements d'overwash pendant un événement survenant autour de la marée haute ; un laminaset tronqué (type 2), où les lamines basales déposées avant la marée haute auraient été érodées par les écoulements les plus énergétiques ayant lieu au niveau maximum de la marée haute.

Figure 4.1. Localisation des deux sites d'étude (le marais poitevin au Nord, le marais d'Yves au Sud) sur la carte topographique et bathymétrique de la région des pertuis. Les zones inondées par les submersions de Martin en 1999 (hachuré) et Xynthia en 2010 (bleu clair) sont indiquées.

Figure 4.2. Différentes catégories de tests d'*Haynesina germanica* en fonction du degré d'abrasion.

Figure 4.3. Exemples de débris d'organismes marins retrouvés dans la fraction grossière des sédiments de la carotte MY14_02, avec à gauche un débris de bryzoaire ($\approx 2\text{mm}$) et à droite un débris de radiole d'oursin ($\approx 2\text{mm}$).

Figure 4.4. (A) Chaîne de désintégration abrégée du ^{238}U se terminant par l'élément stable ^{206}Pb , avec les périodes de demi-vie de chaque isotope ; les flèches pointillées incluent plusieurs étapes de désintégration non détaillées ici ; les flèches pleines indiquent une désintégration directe de l'isotope père vers l'isotope fils. (B) Modes de production et de migration du ^{210}Pb jusqu'au sédiment final (modifié d'après Corbett et Walsh, 2015). (C) Exemple de profil de ^{210}Pb dans une carotte (trait rouge dans (B)) avec le ^{210}Pb en excès qui se désintègre progressivement avec la profondeur et le temps et qui n'est pas renouvelé une fois enfouit.

Figure 4.5. Carte géologique du site de Charron (modifiée d'après la feuille de l'Aiguillon sur Mer imprimée au 1/50000ème du BRGM), dans le Marais Poitevin et position des prélèvements sédimentaires réalisés dans le cadre de cette étude.

Figure 4.6. Carte géologique (modifiée d'après la feuille de Rochefort imprimée au 1/50000ème du BRGM) du site de Charron, dans le Marais Poitevin et position des prélèvements sédimentaires réalisés dans le cadre de cette étude.

Figure 4.7. Carte topographique (d'après le LiDAR de 2010) et zones inondées (modélisées par Breilh et al. 2013, 2014) par les événements de submersions des tempêtes Martin (1999) et Xynthia (2010) sur le site du marais d'Yves.

Figure 4.8. (A) Photo aérienne post-Martin du marais d'Yves inondé ; on peut y observer des brèches dans la dune frontale qui isole le marais de l'océan. (B) Photo aérienne du marais d'Yves inondé post-Xynthia. (C) photo prise dans le marais d'Yves, post-Xynthia, on peut y observer le dépôt boueux qui recouvre le sol.

Figure 4.9. Photo post-Xynthia de la commune de Charron inondée.

Figure 4.10. Carte topographique (d'après le LiDAR de 2010) et zones inondées (modélisées par Breilh et al., 2013, 2014) par les événements de submersions des tempêtes Martin (1999) et Xynthia (2010) sur le site de Charron. Les données de zones inondées n'étant pas disponibles pour le département de Vendée, ne pas tenir compte de la zone au Nord de la Sèvre Niortaise.

Figure 4.11. Carte du Poitou annotée établie par Rogier en 1579. La distance actuelle entre Charron et Marans est d'environ 8 km.

Figure 4.12. Plan et description particulière des marais desséchés du Petit Poitou annoté, par René Siette en 1645 (Source : Gallica, BNF).

Figure 4.13. Résultats des mesures d'activité du ^{210}Pb et du ^{137}Cs dans la carotte MP13_1bis.

Figure 4.14. De gauche à droite : photographie de la carotte MP13_1bis ; granulométrie moyenne ; composition géochimique (XRF) ; composition isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) ; abondance des tests de foraminifères ; indice d'abrasion des tests de foraminifères (Ai).

Figure 4.15. (A) Carte de Masse, 1708 ; (B) Carte de l'État-Major, 1840 ; (C) Carte du cadastre napoléonien, 1886 ; (D) Orthophotographie littorale, 2010 (CG17) ; avec la position du point de carottage et les trait de côtes digitalisés sur les différentes cartes.

Figure 4.16. Résultats des mesures d'activité du ^{210}Pb et du ^{137}Cs dans la carotte MY14_02.

Figure 4.17. De gauche à droite : photographie de la carotte MP13_1bis ; granulométrie moyenne ; composition géochimique (XRF) ; composition isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) ; abondance des tests de foraminifères (courbe rouge), fréquences relatives des assemblages de foraminifères ; occurrences de débris d'organismes marins et de coquilles.

Figure 4.18. Différences de facies sédimentaires entre les sédiments de slikke et de marais doux et entre le marais d'Yves et le marais Poitevin.

Figure 5.1. Plan de position des mesures

Figure 5.2. De gauche à droite, photographie, radiographie, interprétation, logs granulométriques et des paramètres d'anisotropie de susceptibilité magnétique de la carotte OW1 (position dans la figure 5.1.).

Figure 5.3. De gauche à droite, photographie, radiographie, interprétation, logs granulométriques et des paramètres d'anisotropie de susceptibilité magnétique de la carotte OW2 (position dans la figure 5.1.).

Figure 5.4. De gauche à droite, photographie, radiographie, interprétation, logs granulométriques et des paramètres d'anisotropie de susceptibilité magnétique de la carotte OW3 (position dans la figure 5.1.).

Figure 5.5. De gauche à droite, photographie, radiographie, interprétation, logs granulométriques et des paramètres d'anisotropie de susceptibilité magnétique de la carotte OW4 (position dans la figure 5.1.).

Figure 5.6. De gauche à droite, photographie, radiographie, interprétation, logs granulométriques et des paramètres d'anisotropie de susceptibilité magnétique de la carotte OW5 (position dans la figure 5.1.).

Figure 5.7. De gauche à droite, photographie, radiographie, interprétation, logs granulométriques et des paramètres d'anisotropie de susceptibilité magnétique de la carotte OW6 (position dans la figure 5.1.).

Figure 5.8. De gauche à droite, photographie, radiographie, interprétation, logs granulométriques et des paramètres d'anisotropie de susceptibilité magnétique de la carotte OW7 (position dans la figure 5.1.).

Figure 5.9. Radargramme (en haut) et interprétation (en bas) du profil géoradar P3 (position du profil sur la figure 5.1.).

Liste des tableaux

Tableau 1.1. Exemples de cyclones tropicaux et de tempêtes de latitude intermédiaire ayant généré des submersions marines majeures dans le passé (Breilh, 2014).

Tableau 1.2. Différences dans les caractéristiques physiques typiques des dépôts sédimentaires engendrés par les tsunamis ou les tempêtes (Morton et al., 2007).

Tableau 1.3. Différences dans les caractéristiques physiques des écoulements associés aux tsunamis et aux tempêtes.

Tableau 4.1. Liste des évènements de submersion marine ayant touché le marais Poitevin et le marais d'Yves entre 1500 et aujourd'hui et total du nombre d'évènements par siècles, d'après Breilh et al., (2014). Les évènements en gras correspondent à des submersions majeures ayant touché au moins 4 zones sur les 6 définies par Breilh et al. (2014).

Tableau 4.2. Résultats des datations réalisées au 14C pour la carotte MP13_1bis

Tableau 4.3. Résultats des datations réalisées au 14C pour la carotte MY14_02

Tableau 4.4. Contraintes chronologiques et taux de sédimentations (à chaque fois, deux taux sont proposés car les marges d'erreur ont été appliquées aux taux moyens) obtenus par les différentes méthodes (210Pb, 137Cs, 14C). Les chiffres indiqués entre parenthèse représentent des « scénarios » qui seront utilisés dans le tableau 4.5 afin de calculer les profondeurs des transitions slikke/marais rétrolittoral observées sur les cartes anciennes.

Tableau 4.5. Profondeurs des transitions slikke/marais rétrolittoral, observées sur les cartes anciennes dans le marais d'Yves et le marais Poitevin à partir des cartes anciennes, estimées à l'aide de la profondeur du pic de 1963 sur la courbe de 137Cs et des différents taux de sédimentation estimé grâce aux différentes méthodes de datation (Tab. 4.4). Les chiffres entre parenthèses représentent les différents scénarios de taux de sédimentation provenant du tableau 4.4. Les taux de sédimentation utilisés sont indiqués en marron. Les profondeurs minimum

(bleu) et maximum (vert) de la transition selon les différents scénarios sont indiquées.

Tableau 5.1. Paramètres d'effet réservoir local choisis pour la correction des âges radiocarbone des carottes MP13_1bis et MY14_02.

Introduction générale

Les travaux présentés dans cette thèse traitent de l'enregistrement sédimentaire, dans le domaine côtier rétrolittoral, de l'aléa de submersion marine, résultant des tempêtes.

Les submersions marines, résultant de surcotes de tempête ou de tsunamis, font partie des catastrophes naturelles les plus coûteuses (e.g., Chaumillon et al., 2017). De plus, les risques associés à ce type de catastrophes sont susceptibles d'augmenter dans le futur en raison de l'augmentation du niveau marin (IPCC, 2014), de la possible augmentation locale de l'intensité et/ou de la fréquence des tempêtes extrêmes (von Storch et Reichardt, 1997 ; Gönnert et al., 2001 ; Vousdoukas et al., 2016), et de la croissance de la population côtière (Lutz et K.C., 2010). Il y a donc un réel besoin de mieux comprendre l'aléa de submersion marine, pour une meilleure adaptation aux risques encourus pour les populations côtières dans le futur (Chaumillon et al., 2017). Pour atteindre ces objectifs, le projet de recherche sur les submersions marines, développé dans l'équipe Dynamique Physique du Littoral de l'UMR CNRS 7266 Littoral Environnement et Sociétés, a été décomposé en 2 axes: (1) l'analyse des mécanismes physiques conduisant aux surcotes et aux submersions marines ; et (2) l'analyse rétrospective des événements passés, pour accéder aux temps de retour et à l'intensité maximum des événements de submersion.

Afin de mieux caractériser l'aléa, l'exploration des archives, peut aider à mieux comprendre (e.g., Breilh et al., 2014) :

- les processus météorologiques et océanographiques générateurs d'une surcote et de la submersion marine résultante;
- Les périodes de retour des événements extrêmes de submersion marine ;
- Les variations d'amplitude des submersions marines ;
- Les zones côtières présentant un risque, par leur vulnérabilité face à l'aléa de submersion marine.

Les séries de données instrumentales et les archives historiques sont généralement limitées à quelques siècles (e.g., Woppelmann et al., 2006). La caractérisation de l'aléa à partir de ces données présente donc des limites, puisque les séries peuvent ne pas être assez longues pour estimer les temps de retour pluri séculaires à millénaires, ou déterminer la magnitude des évènements catastrophiques les plus rares et exceptionnels. Par ailleurs un certain nombre de côtes sont exemptes d'archives historiques et/ou de mesures. Les archives sédimentaires peuvent offrir la possibilité de pallier aux limites que présentent les archives historiques et des séries instrumentales, en remontant beaucoup plus loin dans le temps (Liu, 2004).

Le travail sur les archives sédimentaires dans le but de mieux caractériser l'aléa de submersion marine peut se décomposer en deux sous domaines (Liu, 2004) :

- L'étude de l'enregistrement sédimentaire d'évènements récents de submersion marine, sur lesquels on peut disposer des mesures précises de géomorphologie, d'extension de la submersion, d'hydrodynamique, de sédimentologie, dans le but d'établir le lien entre les faciès sédimentaires et les différents forçages et de proposer des modèles de faciès aidant ensuite à l'identification de dépôts dans les archives sédimentaires anciennes ;
- L'analyse d'archives sédimentaires d'évènements de submersions marines anciennes afin d'accéder aux temps de retour et aux variations d'amplitude des submersions.

En suivant cette logique, ces travaux de thèse, qui se sont concentrés sur les côtes du Sud de la Vendée et de la Charente Maritime, particulièrement sensibles aux submersions marines, sont subdivisés en deux grandes parties:

- PARTIE 1: Enregistrement sédimentaire et hydrodynamique de submersions récentes.

L'hiver 2013-2014 a été caractérisé par un climat de vagues exceptionnel (e.g., Masselink et al., 2016a), une très forte érosion des côtes (e.g., Castelle et al., 2015) et localement par des ruptures de barrières sédimentaires et la mise en place de dépôts de

washover. La submersion marine résulte d'un niveau marin exceptionnel qui peut être le résultat d'une marée exceptionnelle, d'une surcote de tempête, de vagues exceptionnelles ou d'un tsunami (Sallenger, 2000 ; Chaumillon et al., 2017). Or la distinction entre ces différents processus hydrodynamiques incidents à partir des caractéristiques du dépôt reste encore très difficile (e.g., Goff et al., 2004, 2012, 2016). Une approche couplant sédimentologie et hydrodynamique sur des dépôts de washover récents peut permettre de mieux faire le lien entre les faciès sédimentaires et les processus hydrodynamiques incidents, mais ce type d'études reste encore très rare (Matias et al., 2010), en partie en raison du fait que la paléotempestologie est une science récente (e.g., Liu, 2004) et aussi parce que les mesures in situ pendant les évènements extrêmes de niveau d'eau en mer sont très difficiles à obtenir. C'est cette lacune de connaissance que nous avons cherché à combler en étudiant à la fois les dépôts de washover mis en place au Sud de l'île d'Oléron pendant l'hiver 2013-2014 et les conditions hydrodynamiques incidentes, dans le but d'établir des liens entre les différentes caractéristiques sédimentologiques du dépôt et les processus hydrodynamiques.

- PARTIE 2 : Enregistrement sédimentaire de submersions anciennes

La région de Charente maritime et du Sud de la Vendée semblait particulièrement adaptée à ce type d'études puisque :

- Elle se caractérise par de vastes plaines côtières de très basse altitude, avec entre 45 et 50 % d'une bande côtière large de 10 km située en dessous des plus hauts niveaux marins astronomiques (Breilh et al., 2013), qui seraient inondées à chaque grande marée de vive eau si elles n'étaient pas protégées par des barrières littorales ;
- Ces plaines côtières sont régulièrement inondées par des évènements de submersions marines majeures, comme en attestent les travaux antérieurs sur les archives historiques et séries de données instrumentales dans la région (Breilh et al., 2014).

Il y a donc un fort potentiel d'enregistrement sédimentaire des submersions marines dans les marais côtier de Charente maritime et du Sud de la Vendée.

La majeure partie des études consacrées à l'enregistrement sédimentaire d'anciennes submersions exploitent des séquences sédimentaires situées en arrière de barrière sableuses, où les niveaux de submersion sont identifiés par des anomalies granulométriques grossières résultant de l'overwash de la barrière et du transport de sable dans le domaine rétrolittoral (e.g., Liu, 2004). Cependant à l'échelle globale, une proportion non négligeable de côtes, sensibles au risque de submersions marines, ne sont pas protégées par de telles barrières (comme par exemple les côtes normalement protégées de l'action des vagues que l'on peut retrouver dans les estuaires, les baies et sur certains deltas).

Afin d'apporter des connaissances dans l'enregistrement sédimentaire des submersions dans des marais sans barrière sableuse, nous avons choisi d'étudier la signature sédimentaire des évènements de submersion marine passés, dans deux marais côtiers ayant été submergés à plusieurs reprises par les mêmes évènements, mais morphologiquement contrastés car protégés ou non par une barrière sableuse. Nous avons analysé des séquences sédimentaires acquises par carottage, via des analyses multi-proxies. Le but de ces études est de comprendre la variabilité de la signature sédimentaire des submersions marines en domaine rétrolittoral en fonction du contexte morpho sédimentaire, ainsi que de compléter l'historique des submersions passées, trop limité dans les archives historiques locales.

Ce mémoire de thèse est organisé en quatre chapitres :

Le chapitre 1 fera un état de l'art des connaissances sur (1) les processus physiques générateurs de la surcote dans le cas d'une tempête ; (2) les modes de submersion marine ; et la signature sédimentaire des submersions marines en domaine rétrolittoral, cette section étant découpée en (3) une partie concernant les dépôts de washover et (4) une partie concernant les dépôts plus distaux et les différentes approches utilisées pour l'identification de ces enregistrements sédimentaires fossiles.

Le chapitre 2 proposera une brève synthèse des caractéristiques générales de la région de Charente Maritime et Sud Vendée, suivie d'un inventaire des travaux déjà réalisés dans cette région, visant à mieux caractériser l'aléa de submersion marine. Enfin, les motivations de cette thèse, découlant de l'analyse bibliographique du chapitre 1 et des travaux précédemment réalisés dans la région, seront exposées.

Le Chapitre 3 présentera les méthodes, et résultats de l'étude de dépôts de washovers récents mis en place lors de l'hiver 2013-2014 (PARTIE 1), et précisera plus particulièrement les contributions des ondes infragravitaires et de la marée aux niveaux d'eau exceptionnels et à la mise en place de dépôts de washover.

Le chapitre 4 présentera les travaux réalisés sur les carottes, prélevées dans les marais côtiers morphologiquement contrastés et analysées en utilisant de multiples proxies (PARTIE 2). Le contrôle de la variabilité de l'enregistrement sédimentaire des submersions par l'exposition aux vagues sera discuté.

Enfin, une dernière section de conclusions permettra de résumer l'ensemble des apports obtenus durant cette thèse et de proposer quelques pistes d'approfondissement de ces recherches.

**Chapitre 1 : État des connaissances sur les
submersions marines et leur signature sédimentaire
en milieu côtier**

1.1. Les submersions marines

Les submersions marines sont des inondations temporaires de la zone rétro littorale par les eaux marines en réponse à l'impact de niveaux d'eau extrêmes sur les côtes. Dans cette partie, nous partirons des processus météorologiques et océanographiques générateurs de niveaux d'eau extrêmes à la côte, et décrirons ensuite l'impact de ces niveaux d'eau extrêmes sur les côtes, qu'elles soient protégées ou non, par des barrières littorales naturelles ou artificielles.

Nous nous focaliserons sur les milieux situés en arrière des barrières littorales. Après un rapide point sur les risques liés aux submersions marines, nous proposerons un état de l'art sur l'enregistrement sédimentaire des submersions marines.

1.1.1. Surcotes et niveaux d'eau exceptionnels

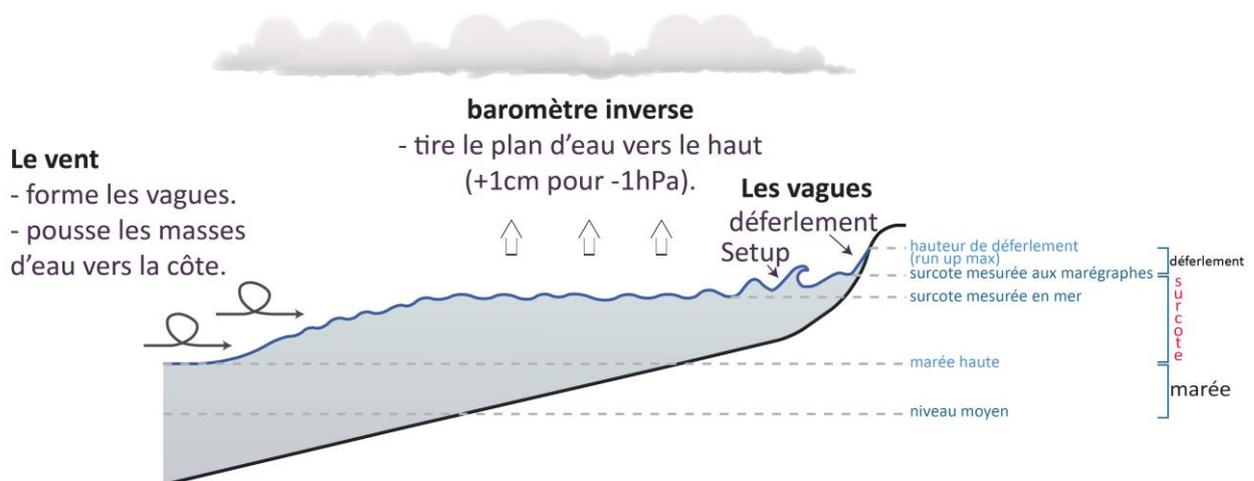


Figure 1.1. Principaux processus météo-océanographiques engendrant une surcote de tempête.

La surcote est une variation du niveau marin de courte durée non astronomique, qui résulte de forçages météo-océanographiques liés à une dépression atmosphérique en mer (tempêtes tropicales ou extra tropicales ; Pugh, 1987 ; Fig. 1.1). L'effet du baromètre inverse et de la contrainte imposée par le vent sur la surface libre, modulée par la force de Coriolis sont des processus bien connus et abondamment décrits (e.g., Breilh et al., 2014 ;

Chaumillon et al., 2017), et seront rappelés succinctement dans cette sous-partie. La contribution des vagues et ondes infragravitaires à la surcote sera plus développée car elle est moins bien connue, en particulier dans la communauté des sédimentologues.

1.1.1.1. *L'effet de baromètre inverse*

Une tempête est caractérisée par une anomalie négative de pression (dépression atmosphérique) qui entraîne une diminution du poids de la colonne d'air sur la surface libre de l'océan. Cette réduction de contrainte sur la surface océanique engendre une élévation, du plan d'eau. Ce phénomène est communément qualifié d'effet de baromètre inverse. Pour une chute de 1 hPa de la pression atmosphérique, la surface de l'océan s'élève d'approximativement 1 cm (Doodson, 1924). Par exemple, lors de la tempête Xynthia qui a touché les côtes françaises en février 2010, la pression atmosphérique minimale a atteint 970 hPa, soit une diminution de 43 hPa par rapport à une pression atmosphérique normale (1013 hPa), ce qui a engendré une contribution à la surcote d'environ 40 cm. Dans le cas des cyclones tropicaux, qui touchent tous les ans les côtes d'Amérique du Nord et le Golfe du Mexique, les gradients de pression rencontrés au cœur du cyclone peuvent engendrer des contributions beaucoup plus importantes. Lors du passage de l'ouragan Katrina dans le Golfe du Mexique en août 2005, la pression atmosphérique minimum mesurée était proche de 900 hPa, engendrant une contribution à la surcote de plus d'un mètre.

La contribution à la surcote liée au gradient de pression atmosphérique n'est pas dépendante de la profondeur d'eau ou des courants, contrairement aux autres processus. Ainsi, c'est ce processus qui est dominant dans la surcote au large (Breilh, 2014).

1.1.1.2. *La contrainte du vent sur le plan d'eau*

Par définition, une tempête est toujours accompagnée de vents violents (le seuil de définition d'une tempête étant de 90km/h de vent moyen, selon l'échelle de Beaufort). Le vent, lorsqu'il souffle sur la surface de l'eau va générer une contrainte tangentielle,

provoquant le déplacement des masses d'eau sous-jacentes dans la direction vers laquelle il souffle. Si le vent est dirigé vers le littoral, ce déplacement d'eau va être bloqué, ce qui va produire une accumulation et contribuer à la surcote.

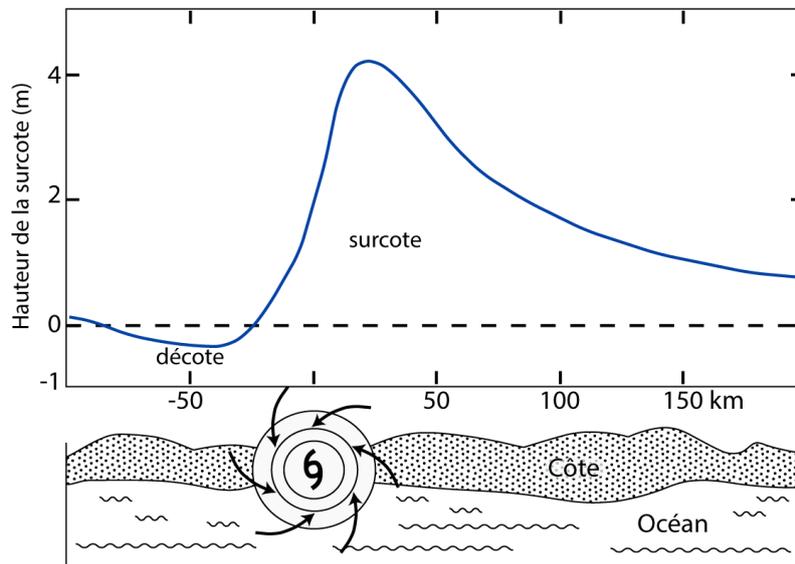


Figure 1.2. Distribution hypothétique de la surcote au long d'une côte se trouvant sur la trajectoire d'un ouragan (dans l'hémisphère Nord). La surcote est plus importante sur le côté droit de la trajectoire de l'ouragan car les vents sont dirigés vers la côte, contrairement au côté gauche où les vents sont dirigés vers le large, entraînant une décote (modifié d'après Liu, 2004).

Dans le cas d'un cyclone, les gradients de pression couplés à l'effet de Coriolis (qui résulte de la rotation de la Terre et dévie les écoulements des masses d'eau et d'air par rapport à leur direction initiale) engendrent une circulation tourbillonnaire des masses d'air, qui convergent vers le centre de la dépression, ce qui engendre des vents violents provenant de l'extérieur du cyclone et qui convergent vers son centre (Fig. 1.2). Ainsi, la direction du vent varie selon sa position autour de l'œil du cyclone. Dans l'hémisphère Nord, selon que l'on se trouve à droite ou à gauche par rapport au trajet du cyclone, le vent soufflera respectivement vers le Nord ou vers le Sud. Si la trajectoire du cyclone croise une côte située au Nord, les vents engendreront une surcote à droite de sa trajectoire (car les vents sont dirigés vers la côte) et une décote à gauche de sa trajectoire (car les vents sont dirigés vers le large) (Fig. 1.2; e.g., Liu, 2004).

La contrainte du vent est dépendante de la vitesse du vent et de la rugosité de la surface du plan d'eau. Plus la vitesse du vent est élevée, plus il contribue à la surcote (Breilh, 2014). L'effet de cette contrainte est aussi dépendant de l'état de mer, qui lui va jouer sur la rugosité du plan d'eau, car la présence de vagues augmente la surface sur laquelle le vent peut exercer une contrainte. Il a été montré qu'un vent qui souffle sur une mer jeune (une mer jeune est le produit d'un *fetch* (distance sur laquelle le vent souffle) court qui n'engendre que des vagues de courte longueur d'onde), comme dans le cas de la tempête Xynthia, aura une plus forte contribution à la surcote qu'un vent qui souffle sur une mer avec des vagues plus longues (Bertin et al., 2012a, b, 2015).

L'effet de contrainte lié au vent est inversement proportionnel à la profondeur d'eau. Ainsi, lorsque la tempête se rapproche des côtes, l'ampleur de la contribution à la surcote liée au vent augmente (Breilh, 2014).

1.1.1.3. L'effet Coriolis sur la circulation engendrée par le vent

Lorsque le vent souffle sur la surface de la mer, les contraintes de surface exercées par le vent déplacent les masses d'eau. Au niveau de la surface ce déplacement se fait dans la direction du vent. En profondeur, l'effet de Coriolis va avoir tendance à dévier le déplacement des masses d'eau vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud, avec un angle théorique de 45° (Ekman, 1905). Le déplacement de la couche de surface entraîne également un déplacement, bien que moindre, de la couche d'eau située juste en dessous, mais toujours avec une déviation supplémentaire jusqu'à une couche limite. La tranche d'eau subissant cette déviation est appelée la colonne d'Ekman et le transport de masses d'eau associé, le transport d'Ekman. La résultante de ce transport vers la côte est le setup d'Ekman (Kennedy et al., 2011). Ainsi, le transport d'Ekman net se fait à 90° vers la droite dans l'hémisphère Nord, vers la gauche dans l'hémisphère Sud, par rapport à la direction dominante du vent. Ainsi, dans l'hémisphère Nord, lorsqu'une tempête arrive à la côte, la portion de littoral située à droite de la trajectoire de la tempête (pour des

vents dirigés dans la même direction) sera plus impactée par la surcote que celle située à gauche (et inversement dans l'hémisphère Sud ; Kennedy et al., 2011).

1.1.1.4. Composante de la surcote liée au déferlement des vagues

Une onde mécanique est un phénomène de propagation d'une perturbation dans un milieu matériel, sans transport net de matière. Cette onde peut affecter une surface entre deux milieux de propriétés différentes. Dans le cas qui nous intéresse, c'est l'interface eau-atmosphère. Si cette surface est ponctuellement perturbée, la perturbation va se propager latéralement. Les ondes dans l'océan peuvent provenir de diverses causes (vent, processus géologiques, dépressions atmosphériques, attraction des astres environnant ; Fig. 1.3), se traduisant par une large gamme de dimensions des paramètres les caractérisant (Fig. 1.3, 1.4). Les paramètres des ondes sont la fréquence (ou nombre de cycles par seconde), la période (temps entre le passage de deux crêtes d'ondes successives en un même point), la longueur d'onde (distance entre deux crêtes successives) et la hauteur (distance verticale entre la base d'un creux et le sommet d'une crête, qui correspond au double de l'amplitude) (Fig. 1.4).

1.1.1.4.1. Les vagues gravitaires

Les ondes de surface les plus facilement observées dans l'océan sont les vagues générées par le vent. L'énergie des vagues est transférée dans la direction de propagation de l'onde quasiment sans mouvement résiduel latéral de matière (Davis et Fitzgerald, 2004). Le mouvement oscillatoire des vagues, de forme sinusoïdale (Fig. 1.4) est dû à des forces de rappel, en réponse à la force de perturbation (Fig. 1.3). Dans le cas des ondes gravitaires, ces forces de rappel sont générées principalement par la gravité, mais aussi par les tensions de surface dans le cas des plus petites vagues (ou encore vagues capillaires), en réponse à la contrainte du vent.

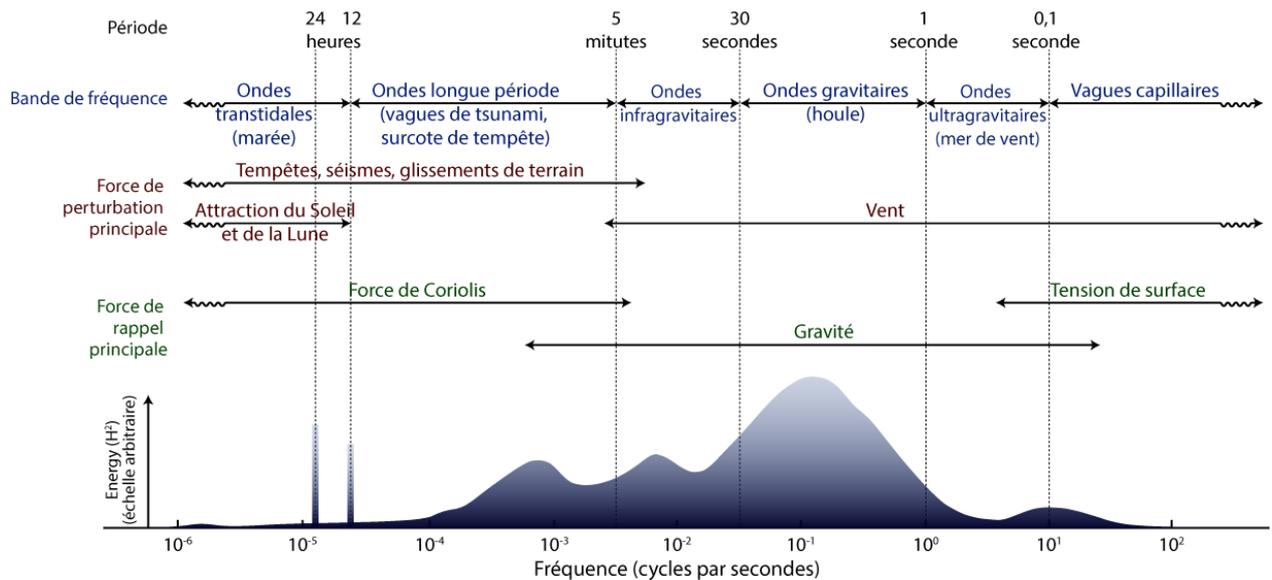


Figure 1.3. Représentation schématique des différents types d'ondes qui affectent la surface des mers et océans sur Terre (D'après Davis et Fitzgerald, 2004).

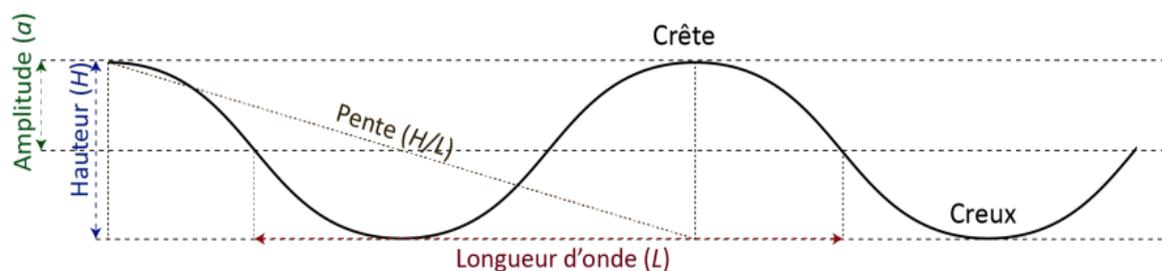


Figure 1.4. Caractéristiques principales d'une onde de surface dans l'océan.

La taille des vagues dépend de trois facteurs principaux :

- (1) La vitesse du vent qui dépend des gradients de pression dans l'atmosphère et de la taille de la dépression ;
- (2) La durée pendant laquelle ce vent souffle ;
- (3) La distance sur laquelle le vent souffle, ou fetch, qui sera limité par la présence d'obstacles comme les côtes. Ainsi, des petits bassins (lacs ou bassins de taille moyenne tels que la mer Méditerranée ou le Golfe du Mexique) ne permettront jamais le développement de vagues de longueur d'onde maximale équivalentes à celles qui se forment au milieu des océans.

Les vents générant les vagues n'étant généralement jamais parfaitement uniformes (en direction, et en vitesse), ce sont plusieurs familles de vagues de différentes tailles et périodes qui sont générées et qui se propagent dans différentes directions. La combinaison de ces familles de vagues forme un champ de vagues qui peut être mesuré et analysé. L'analyse spectrale permet de représenter les différentes composantes des vagues sous la forme d'un spectre d'ondes dans lequel on peut isoler les différentes composantes (ayant chacune une période, longueur d'onde et hauteur propre). Ce type d'analyse permet notamment de calculer la hauteur significative des vagues (H_s) ou $H_{1/3}$ qui correspond à la moyenne de la hauteur du tiers des vagues les plus hautes, pendant la période analysée (Kergadallan, et al. 2011).

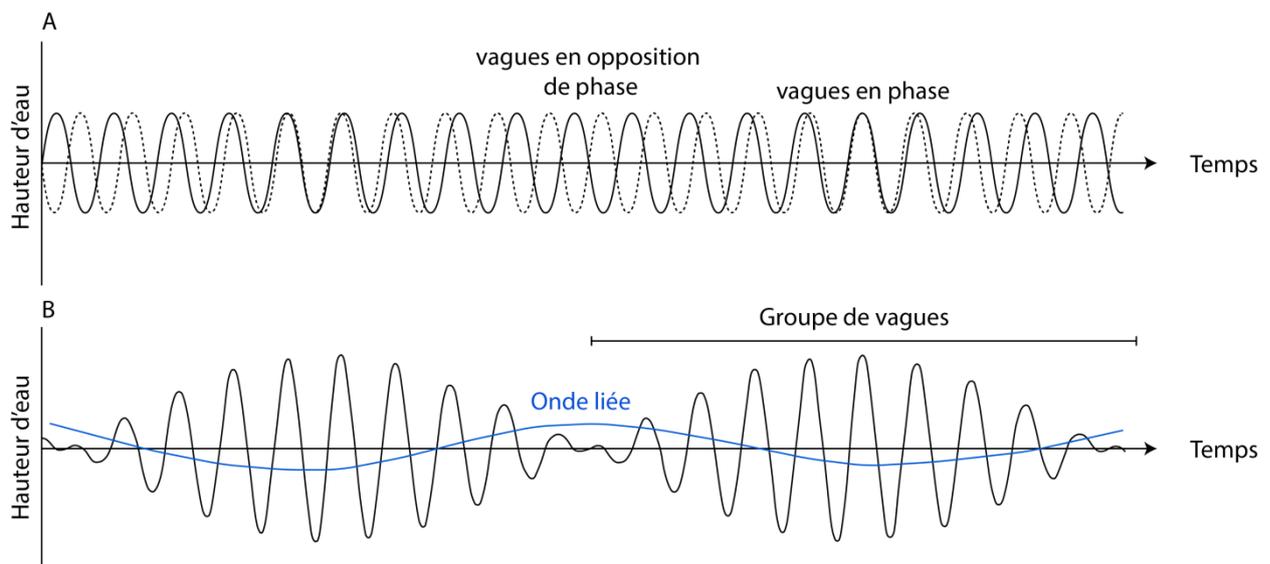


Figure 1.5. (A) Deux trains de vagues de hauteur similaire mais de fréquence différente. (B) Le train de vagues résultant des phases et oppositions de phases des vagues de (A) est composé de groupes de vagues avec alternance de séries de petites vagues et de séries de grandes vagues ; il en résulte une onde liée qui se traduit par une variation de l'élévation moyenne du plan d'eau de plus grande longueur d'onde (modifié d'après Open University, 1994).

Une fois formées, les vagues de dimensions variables se propagent au-delà de leur zone de génération. En eaux profondes, la longueur d'onde des vagues (L) est beaucoup plus petite que la profondeur d'eau (h), on a $h > L/2$; les vagues sont alors qualifiées d'ondes courtes. Dans le cas des ondes courtes (en eaux profondes), la célérité de l'onde c est dépendante de la longueur d'onde ($c = \sqrt{(g.L)/2\pi}$, avec $g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$). Ainsi, les

houles longues se propagent plus vite que les houles courtes, ce qui induit un tri des vagues selon la distance de propagation, appelé dispersion des vagues. Il est donc très commun d'observer des houles longues en bord d'océan, par beau temps, qui se sont propagées sur une longue distance depuis leur site de formation tandis que les houles courtes ne sont pas encore arrivées (car leur vitesse est plus faible ou qu'elles se sont déjà dissipées).

Les différentes familles de vagues qui se rencontrent interagissent entre elles, par sommation de leur hauteur. Si deux vagues sont en phase, il en résulte une vague plus haute tandis que si les deux vagues sont en opposition de phase, leurs hauteurs s'annulent et la vague résultante est plus petite voire nulle. Ces combinaisons de vagues permettent la formation de groupes de vagues avec des alternances de séries de petites et de grosses vagues (Longuet-Higgins et Stewart, 1962) (Fig. 1.5), surtout si les trains d'ondes de départ ont des périodes proches.

1.1.1.4.2. Les interactions des vagues gravitaires avec la côte

Lorsque que les vagues gravitaires se propagent en eaux profondes, il n'y a pas de déplacement résiduel latéral de matière. Dans le cas des ondes courtes, le passage de l'onde sinusoïdale provoque un déplacement circulaire des particules d'eau, qui détermine un courant orbital (e.g., Héquette, 2001). Si en surface, ce mouvement circulaire suit l'onde qui se propage (son rayon est donc égal à l'amplitude de la vague) en s'éloignant de la surface de l'eau vers la profondeur, il diminue jusqu'à devenir négligeable à partir d'une profondeur d'eau $D = L/4$, et inexistant à partir de la profondeur limite d'action des vagues $D = L/2$. Plus la longueur d'onde des vagues est importante, plus leur profondeur limite d'action le sera.

Lorsque les vagues arrivent dans des eaux de plus faible profondeur, la longueur d'onde de la vague étant supérieure à la profondeur d'eau ($h \leq L/2$), les vagues sont alors qualifiées d'ondes longues. Dans le cas des ondes longues, la célérité de la vague ne dépend plus de la longueur d'onde de la vague, mais de la profondeur d'eau ($c = \sqrt{g \cdot h}$). Quand la profondeur d'eau devient inférieure à la profondeur limite d'action des vagues ($D = L/2$),

les orbites de mouvement des particules d'eau commencent à interagir avec le fond. Le long d'un profil cross-shore, entre la profondeur d'interaction des vagues avec le fond et le haut de plage, on peut distinguer trois domaines successifs (Fig. 1.6) :

- Du début de la zone d'interaction des vagues avec le fond marin, à la limite de la zone de déferlement des vagues, les orbites s'aplatissent verticalement et la célérité des vagues diminue (puisque la vitesse d'une vague dépend de la profondeur d'eau) et les vagues deviennent asymétriques. Avec la diminution de leur célérité, les vagues deviennent plus hautes et plus courtes. Ces effets augmentent avec la diminution progressive de la profondeur. C'est la zone de transformation des vagues (Héquette, 2001) ou zone de **shoaling** (Masseling et al., 2006).
- La profondeur diminuant, la différence de vitesse entre la crête et le creux de la vague devient de plus en plus importante, ce qui engendre une asymétrie et une instabilité des vagues. De plus, leur hauteur ne pouvant pas augmenter indéfiniment, lorsqu'elles atteignent une hauteur limite, elles vont déferler. Une fois que les vagues ont déferlé, elles continuent à se propager vers la plage, mais avec une amplitude bien moindre sous la forme de mousses. C'est la zone de **surf** (Hequette, 2001) ou zone de mousses (*bores*, Masselink et al., 2006).
- Finalement, les vagues vont inonder la plage, c'est le jet de rive, ou **swash**. L'amplitude du **swash** dépend de la hauteur des vagues incidentes, ainsi que de la pente de la plage (Miche, 1951 ; Stockdon et al., 2006). Une partie de l'eau s'infiltré dans la plage tandis que le reste se retire, lors du *backwash*.

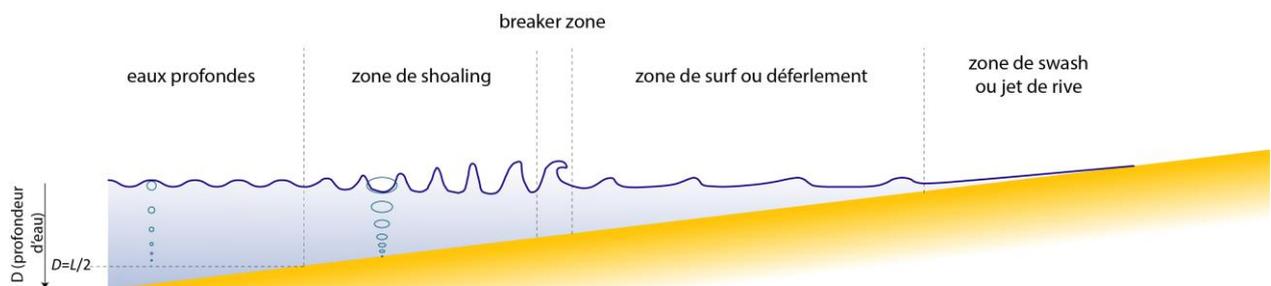


Figure 1.6. Zonation de la côte en fonction des interactions fond/vagues.

Ces interactions des vagues avec le fond sont aussi à l'origine du processus de *set-up*. Au niveau de la zone de déferlement, les vagues ont perdu de la hauteur. Cette différence de

hauteur entre les vagues du large et les vagues à la côte induit une force qui s'applique à la colonne d'eau, appelée contrainte de radiation ou tension de radiation (définie comme l'ensemble des « efforts exercés par une onde sur une paroi » ; Brillouin, 1925). La variation de quantité de mouvement induite par le déferlement est contrebalancée par un gradient de pression hydrostatique qui se traduit par une augmentation de l'altitude du niveau d'eau moyen après que les vagues aient déferlé (Longuet-Higgins et Stewart, 1964). Cette élévation de niveau d'eau le long de la côte s'appelle le **set-up**. En condition de vagues de tempête, le *set-up* peut avoir une hauteur de plusieurs dizaines de centimètres et contribuer significativement à la surcote (Rolland et al., 2009). Le *set-up* peut aussi se propager au-delà de la zone directement impactée par les vagues, dans les estuaires, les ports ou les lagunes (Breilh et al., 2014 ; Bertin et al., 2015).

Le niveau d'eau maximum induit par les vagues sur une plage par rapport au niveau d'eau moyen correspond au *runup* maximum, le *runup* étant défini comme le cumul du *set-up* et du *swash* (Stockdon et al., 2006, 2014).

1.1.1.4.3. Transfert d'énergie des vagues à la rencontre de la côte

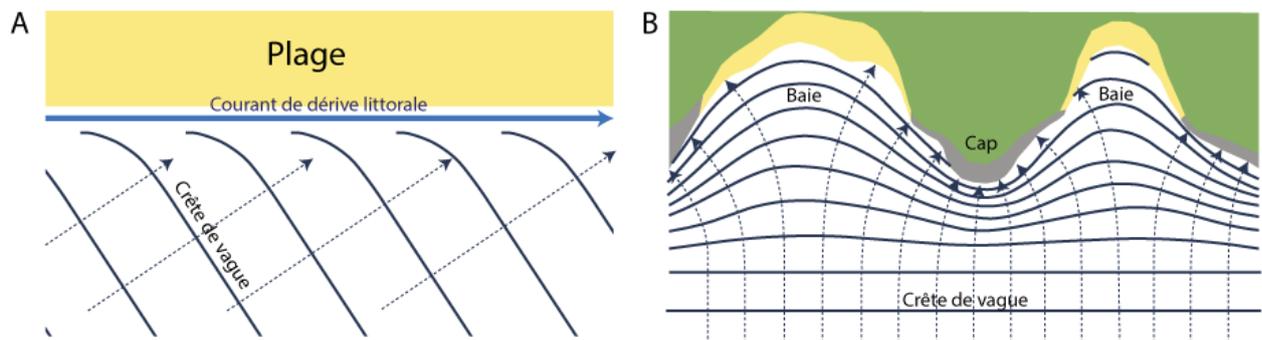


Figure 1.7. (A) Représentation schématique de la réfraction des vagues dans la zone de déferlement et du courant de dérive littorale induit. (B) Représentation schématique montrant la réfraction des vagues, avec une concentration de l'énergie qu'elles transportent sur les caps et une atténuation de celle-ci dans le fond des baies. Les lignes pointillées représentent la direction de propagation des vagues et de l'énergie qu'elles transportent. (Modifié d'après Davis et Fitzgerald, 2004).

La pente qui caractérise la plage et l'avant plage ainsi que le profil longitudinal de la côte n'étant jamais parfaitement uniformes, les vagues vont interagir avec différentes

structures naturelles ou anthropiques qui ponctuent cette morphologie côtière (affleurements rocheux sous-marins, structures de défense côtière, baies, caps et flèches sableuses, ...). De plus, les vagues qui arrivent à la côte le font généralement avec un certain angle qui dépend de l'orientation de la côte par rapport à la direction de propagation des vagues. La célérité des vagues dépendant de la profondeur, celle-ci va fortement varier en fonction des reliefs, ce qui a pour conséquence de déformer les trains de houle, avec un ralentissement plus important sur les hauts fonds. Les vagues vont alors subir des changements dans la direction et la distribution de l'énergie qu'elles transportent (Davis et Fitzgerald, 2004).

Lorsque les vagues arrivent à la côte de manière oblique, la crête d'une vague ne sera pas influencée par le fond simultanément sur toute sa longueur. La diminution de la vitesse de la vague (provoquée par la diminution de la profondeur d'eau) se propage au long de la crête à partir du premier point de contact de la vague avec la côte. La crête de la vague a alors tendance à se courber et légèrement s'étirer. C'est le phénomène de réfraction. L'énergie de la vague se disperse alors le long de la crête quand celle-ci se courbe. Une partie de l'énergie est transférée dans un courant parallèle au littoral ou courant de dérive littorale (Fig. 1.7A). De la même manière, lorsque les houles rencontrent un obstacle, ou abordent une baie, l'énergie des vagues est respectivement concentrée ou dispersée le long de la crête. On parle alors de réfraction convexe et concave (Fig. 1.7B).

Alors qu'une partie de l'énergie des vagues est transférée le long de la côte sous la forme du courant de dérive littorale, une autre partie est réfléchi. La quantité et la direction de propagation de l'énergie réfléchi dépendent de la capacité de l'obstacle rencontré à absorber de l'énergie et de la direction des vagues incidentes. Si une vague vient se briser contre un mur vertical et imperméable (comme une falaise ou une digue ou un mur de protection côtière), presque 100 % de son énergie est réfléchi. Une structure en pente ou irrégulière (comme une plage ou une dune) va absorber une partie de l'énergie et réfléchir une autre partie.

1.1.1.4.4. Courants induits par l'action des vagues

Différents courants sont induits par l'interaction des vagues avec la côte. Ils peuvent être décrits selon deux grandes catégories : les courants perpendiculaires au littoral (ou courants *cross-shore*) et les courants longitudinaux (ou courants *longshore*) (Héquette, 2001 ; Fig. 1.8).

- Courants *cross-shore* :

- Le courant orbital, résulte du mouvement circulaire des particules d'eau au passage de chaque vagues ;
- L'interaction des vagues avec le fond provoque un aplatissement des orbites et transforme le courant orbital en un courant oscillatoire au niveau du fond. Ce courant est alternativement dirigé vers le littoral ou vers le large, lors du passage de chaque vague. La vitesse de ce courant oscillatoire dépend de la hauteur de la vague. Comme les vagues sont asymétriques (avec des crêtes étroites et des creux larges), ce courant agira vers le large plus longtemps mais avec une moins grande intensité sous les creux, et vers la côte pendant un temps plus court mais avec une intensité plus forte sous le pic de la vague. Les courants oscillatoires sont donc en grande partie responsables de transfert de sédiment vers la côte ou vers le large en fonction des conditions de vagues (Héquette, 2001).
- Le courant d'arrachement (ou *rip current*) intervient sur des plages dont le profil se caractérise par la présence de barres sableuses. Latéralement, les barres sableuses successives sont séparées par des chenaux (Masselink et al., 2006). Les vagues déferlent sur ces barres sableuses et provoquent une accumulation d'eau entre celles-ci et la plage. Le trop plein d'eau s'évacue ensuite par les chenaux entre les barres sableuses, engendrant un courant d'arrachement, qui peut expulser du sable vers le large.
- Dans la zone de déferlement, il y a un transport de masses d'eau vers la côte, générant une pente faible de la surface de l'eau, qui s'abaisse vers le large. Ce

transfert de masse est compensé par un courant de retour se manifestant à proximité du fond, dirigé vers le large, et est aussi appelé courant d'*undertow* (Svendsen, 1984). Ces courants agissent à proximité de la côte et dans des conditions de vagues modérées à importantes.

- De la même manière, la pente générée par une surcote en période de tempête est compensée par des courants de fond dirigés vers le large. Ils sont appelés courants de *downwelling*, et sont responsables de l'export de sédiments vers le large, parfois bien au-delà de la profondeur limite d'action des vagues (Héquette, 2001). À la différence des courants de retours, ceux-ci ne sont actifs qu'en conditions météorologiques exceptionnelles.

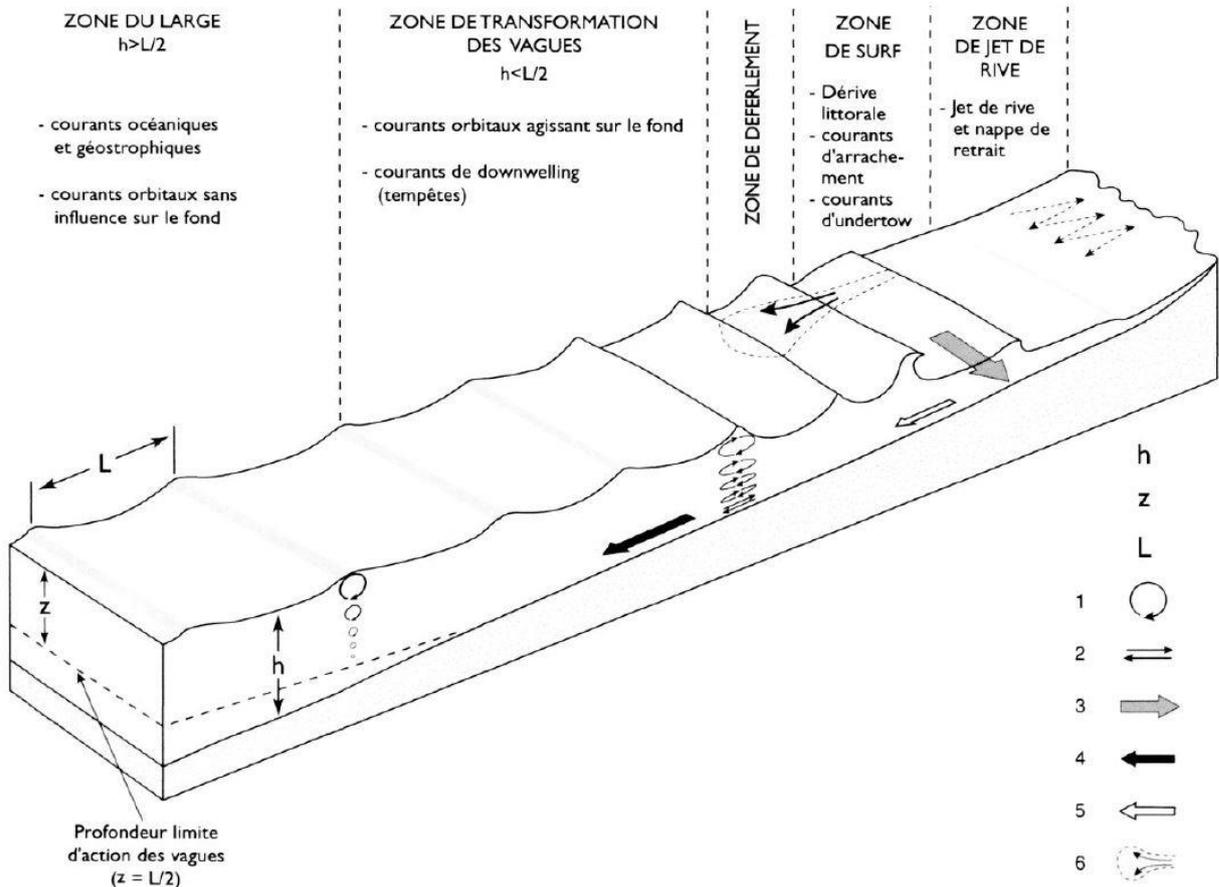


Figure 1.8. Les différentes zones d'action des vagues et les principaux courants pouvant agir près des côtes ; avec h , la profondeur, z , la distance sous la surface, L , la longueur d'onde des vagues, 1, le courant orbital, 2, le courant oscillatoire, 3, la dérive littorale, 4, le courant de downwelling, 5, le courant d'undertow et 6, le courant d'arrachement (Héquette, 2001).

- Courants *longshore* :
- Lorsque les vagues abordent la côte de manière oblique, la réfraction des crêtes de vagues engendre un transfert de l'énergie des vagues dans un courant de dérive littorale, de direction parallèle à la côte. Ce courant de dérive littorale croît avec l'angle d'incidence des crêtes de vagues par rapport à la côte. Il est responsable de la redistribution latérale des sédiments au long de la côte, de la forme rectiligne d'une majorité de littoraux dominées par les vagues, et de la mise en place de structures parfois spectaculaires telles que les flèches sableuses (e.g., Allard et al., 2008).
 - Dans la zone de jet de rive, les vagues transportent les sédiments vers la côte dans le sens de leur direction de déferlement. Lors de leur retrait, les sédiments sont transportés dans le sens de la plus grande pente. Ainsi, si les vagues arrivent de manière oblique à la plage, les grains de sable sont transportés en zig-zag et progressivement déplacés latéralement. Une partie du volume d'eau transporté par le jet de rive s'infiltrant dans le sable, le volume se retirant est plus faible que celui projeté vers la côte. En période de vagues faibles à modérées, ce déséquilibre entraîne un apport sédimentaire et conduit à la construction de la berme.

L'ensemble de ces courants sont susceptibles de remobiliser, mettre en suspension et transporter des particules sédimentaires, moyennant une vitesse suffisante en fonction de la taille des particules. Les vagues sont probablement l'un des facteurs les plus importants dans le transport des sédiments sur les côtes, tout particulièrement celles dominées par les vagues (Davidson-Arnott, 2012). Elles contribuent donc largement à la morphodynamique de la zone côtière.

1.1.1.4.5. Les ondes infragravitaires

- Au large :

Les ondes infragravitaires (*infragravity waves* ou *surf beats* dans la littérature internationale ; Tucker, 1950 ; Suhayda, 1974) ont été observées pour la première fois sur les

côtes de Californie par Munk (1949), comme des oscillations du plan d'eau de période de l'ordre de deux minutes et de H_s allant entre 2,5 et 5 cm pour des vagues gravitaires, de période de 2 à 9 s et de H_s de 0,24 à 1,4 m ; la période des ondes infragravitaires observées était similaire à celle des groupes de vagues gravitaires. Longuet-Higgins et Stewart (1962) ont proposé que les ondes infragravitaires soient dues aux variations de tension de radiation induites par les amplitudes variables des groupes de vagues gravitaires. Les vagues de grande amplitude transportent plus de quantité de mouvement que les vagues de petite amplitude. Ce déséquilibre de distribution spatiale de la quantité de mouvement (ou de tension de radiation) transportée par les vagues est compensé par un déplacement de masse d'eau depuis les grosses vagues vers les groupes de petites vagues. Ce déplacement entraîne une diminution de l'élévation moyenne du plan d'eau au niveau des plus grosses vagues dans le groupe, et une augmentation de l'élévation moyenne du plan d'eau au niveau des plus petites vagues dans le groupe. Ces variations d'altitude du plan d'eau liées au passage de groupes de vagues d'amplitude variable correspondraient selon Longuet-Higgins et Stewart (1962) aux ondes infragravitaires (ou onde liée sur la figure 1.5). D'autres processus contribuent à la génération d'ondes infragravitaires au niveau du littoral, et seront décrits plus bas dans le texte (Évolution des ondes infragravitaires du large au haut de plage).

Les ondes infragravitaires ont des fréquences comprises entre 0,004 et 0,04 Hz (ou des périodes comprises entre 25 et 250 s ; Herbers et al., 1995). Au large, la hauteur des ondes infragravitaires est de l'ordre d'un ou deux centimètres (Aucan et Ardhuin, 2013), mais elles peuvent atteindre plus d'un mètre à la côte en conditions de tempêtes (e.g., Ruessink, 2010, Sheremet et al., 2014). L'amplitude des ondes infragravitaires au large dépend de la distribution des fréquences des vagues gravitaires. Dans un cas où la distribution des fréquences des vagues gravitaires est très large, les groupes de vagues résultant des interactions entre ces différentes fréquences ne seront pas très marqués. Au contraire, si le spectre de fréquence des vagues gravitaires est très resserré, les variations d'amplitude entre les groupes de petites vagues et les groupes de grandes vagues seront très marquées. Ainsi, lorsque l'énergie des vagues gravitaires est très concentrée sur des fréquences très proches, la hauteur des ondes infragravitaires sera d'autant plus importante.

- Évolution des ondes infragravitaires du large au haut de plage :

Les groupes de vagues qui se propagent dans les petits fonds, de la même manière que les vagues gravitaires unitaires, vont subir le processus de shoaling. Le shoaling engendre une augmentation de la différence de hauteur entre les groupes de grandes vagues et les groupes de petites vagues, mais aussi une diminution de la longueur d'onde de l'enveloppe de ces groupes de vagues. Ce phénomène de shoaling se répercute aussi sur les ondes infragravitaires (e.g., Battjes et al., 2004), dont l'amplitude va augmenter et la longueur d'onde diminuer. Par ailleurs, un autre facteur responsable de l'augmentation de la hauteur des ondes infragravitaires lors de leur propagation vers la côte est le transfert d'énergie des ondes gravitaires vers les ondes infragravitaires (e.g., Masselink, 1995 ; Janssen et al., 2003). Ce transfert est d'autant plus important que la pente du fond est faible (Battjes et al., 2004). Ce dernier processus intervient jusqu'à la zone de surf des vagues gravitaires. Une fois que les vagues gravitaires ont déferlé, les groupes de vagues disparaissent et ne forcent plus l'onde liée ; cette dernière est alors libérée (e.g., Longuet-Higgins et Stewart, 1962 ; Herbers et al., 1995 ; Ruessink et al., 1998).

Un autre mécanisme de génération des ondes infragravitaires a été évoqué par Symonds et al. (1982). Ils proposent que le point de déferlement des vagues dépende du rapport H/h (où H est la hauteur de la vague et h la profondeur d'eau). Ainsi, le déferlement des vagues les plus grosses commencera plus au large (x_2 sur la figure 1.9) par rapport à celui des vagues les plus petites (x_1 sur la figure 8). De même, le *set-up* induit par les vagues les plus grosses est plus important que celui induit par les vagues les plus petites (Fig. 1.9). Ces variations de *set-up* entre la zone de déferlement génèrent une onde, de même période que les groupes de vagues, qui se propage ensuite vers le large. Cette onde vient alors s'ajouter à la composante des ondes infragravitaires générées par les groupes de vagues au large qui arrivent vers la côte.

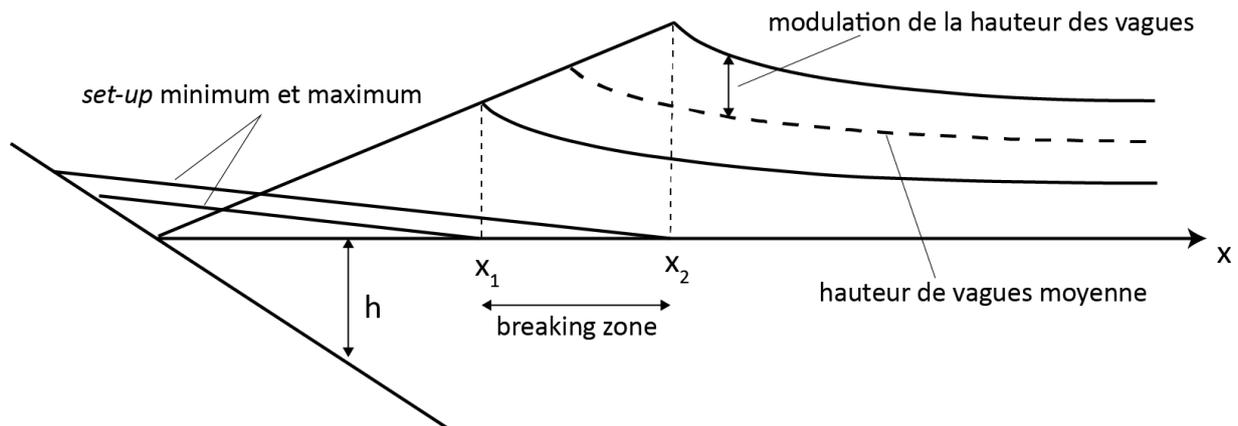


Figure 1.9. Représentation schématique de la variation cross-shore de la hauteur minimum, moyenne et maximum des vagues, avec les phénomènes de set-up associés aux différentes conditions. x_1 et x_2 sont les positions minimum et maximum où les vagues cassent, et h est la hauteur d'eau (d'après Symonds et al., 1982).

Pour plus de détails, un large résumé des connaissances sur les ondes infragravitaires a été réalisé par Bertin et al. (2018).

1.1.1.5. Le phasage avec la marée

Dans le cas de côtes soumises à la marée, le phasage de la marée avec la surcote a un impact très important sur le niveau d'eau total (Bertin et al., 2012b, 2014a ; Chaumillon et al., 2017). En effet, si le maximum de surcote est atteint au moment de la marée haute, et de surcroît d'une marée haute de vives eaux, le niveau d'eau total peut être plus élevé de plusieurs mètres comparé au niveau d'eau avec une surcote équivalente ayant lieu à marée basse (Flather, 2001).

Les pertuis charentais peuvent être qualifiés de milieu macrotidal, car le marnage moyen des marées de vives eaux atteint 5 m et peut aller jusqu'à 6,5 m lors des vives eaux exceptionnelles. Lors de la tempête Xynthia, le niveau d'eau prédit (donc lié aux variations astronomiques ou à la marée) était de + 3 m NGF (Nivellement Général de la France) dans la nuit du 28 au 29 février au marégraphe de la Pallice. La tempête a généré une surcote de 1,6 m, engendrant donc un niveau d'eau total de 4,58 m au port de la Pallice (Bertin et al., 2012b, 2014a ; Breilh et al., 2014).

Dans le cas de côtes qui sont touchées par des tempêtes de type cyclones tropicaux, comme dans le Golfe du Mexique, les vents maximum pouvant atteindre plusieurs centaines de km/h (e.g., Powell et al., 2010), le phasage avec la marée y est relativement moins important puisque les surcotes générées peuvent atteindre plusieurs mètres. Lorsque l'ouragan Katrina il a atteint la côte à l'Est de l'embouchure du Mississippi, la pression atmosphérique était de 902 hPa, les vents maximum de 280 km/h, les vagues de plus de 15 m. La surcote générée le long des côtes du Mississippi a atteint des valeurs de 10 m (Fritz et al., 2007).

Tandis que dans le cas des côtes qui ne sont que touchées par les tempêtes tropicales ou extra-tropicales (vitesses de vent moyen inférieures à 117 km/h sur l'échelle de Saffir-Simpson), les surcotes générées sont plus modérées et ne suffisent parfois pas à entraîner une submersion sans phasage avec la marée. La tempête qui a touché les côtes de Charente maritime en 1957, par exemple n'a généré qu'une surcote modérée (1,13 m à la Pallice), et n'aurait pas engendré de submersion de la zone côtière si elle n'avait pas eu lieu en même temps qu'une marée haute exceptionnelle (le niveau astronomique maximal prédit à la Pallice étant de 3,02 m NGF ce jour-là ; Breilh et al., 2014).

Une côte à caractère microtidal sera plus facilement submergée puisque même si la surcote intervient à marée basse, l'amplitude de la marée est faible ou négligeable par rapport à celle de la surcote. Une côte à caractère méso- ou macrotidal ne pourra être submergée (1) à marée basse qu'en cas de surcote exceptionnelle dont l'amplitude dépasserait celle de la marée, ou (2) si la surcote est combinée à la marée haute.

1.1.2. Impact des niveaux d'eau extrêmes sur les barrières : de l'érosion à la submersion

Sallenger (2000) a proposé une échelle d'impact des tempêtes sur les barrières littorales en comparant les altitudes de la transition entre le haut de plage et la barrière (D_{low}) et de la crête de la barrière (D_{high}) avec les altitudes minimum (R_{low}) et maximum (R_{high}) atteintes par le *runup* (setup + swash) induit par les vagues (Fig. 1.10).

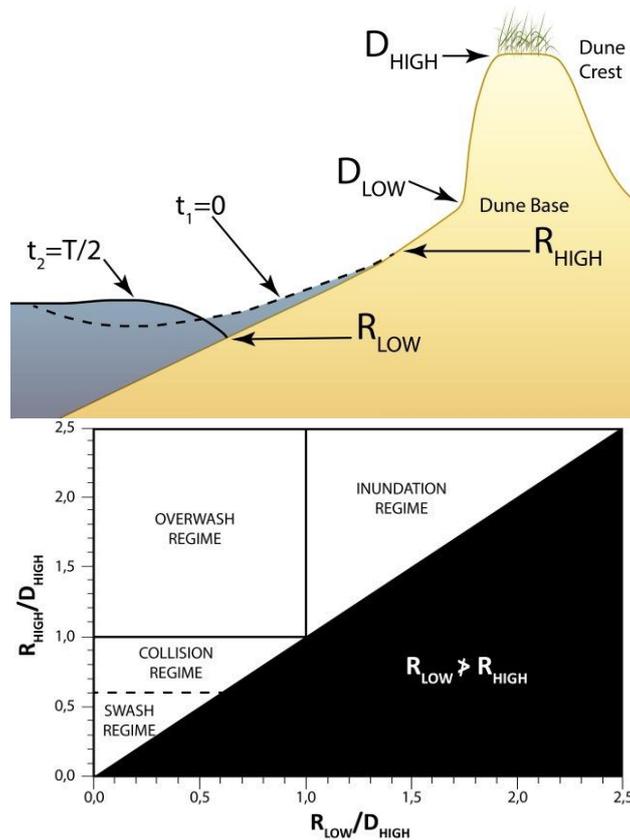


Figure 1.10. À droite, définition des variables utilisées dans la mesure de l'impact des tempêtes sur les barrières littorales. À gauche, définition des quatre régimes caractérisant l'impact des tempêtes sur les barrières. Le seuil entre les régimes de swash et de collision est en pointillé car sa valeur, ou $R_{high}/D_{high} = D_{low}/D_{high}$, est dépendante du profil de plage, tandis que tous les autres seuils sont uniques (d'après Sallenger, 2000).

Il définit ainsi quatre régimes (Fig. 1.10) :

- (1) Le régime de swash : Le jet de rive est confiné à la plage et n'affecte pas la dune (Fig. 1.11). En condition de tempête, la plage s'érode et le sable est transporté vers le large par les courants de retour ou latéralement par le jet de rive ou le courant de dérive littorale, où il est redéposé ; et ne retournera à la plage qu'au retour de conditions plus calmes, sous l'action des courants oscillatoires principalement dirigés vers la côte en conditions de beau temps (Héquette, 2001).
- (2) Le régime de collision est atteint à partir du moment où l'altitude maximum du *runup* atteint celle de la base de la barrière, ou la dépasse, forçant l'érosion du pied de dune et éventuellement le glissement de blocs depuis la partie supérieure de la dune,

ce qui engendre la formation d'une encoche d'érosion littorale (e.g., Castelle et al., 2015 ; Fig. 1.12).

- (3) Le régime d'overwash intervient lorsque l'altitude maximum du *runup* égale ou dépasse la crête de la barrière. Il y a alors franchissement de la dune par « paquets de mer » (Fig. 1.13). Ce régime peut être détaillé en deux sous régimes, comme proposé par Donnelly et al. (2006) : (1) si $R_{high}=D_{high}$, la vague vient mourir sur la crête de la dune ; ainsi, le sable érodé et transporté depuis la plage et le front de la dune se dépose sur la crête, ce qui engendre une accrétion de la crête de la dune ; (2) si $R_{high}>D_{high}$, l'écoulement lié à la vague dépasse la crête de la dune ; la limite entre érosion et dépôt se décale vers le continent ; la crête de la dune s'érode et le dépôt se fait dans la zone en arrière de la dune.



Figure 1.11. Photo d'une plage en régime de swash pendant une tempête, le pied de dune n'est pas touché (Masselink and van Heteren, 2014).

- (4) Le régime d'inondation : Lorsque $R_{low}\geq D_{high}$, la barrière est continuellement inondée et les volumes d'eau de mer pénétrant dans les terres peuvent être très importants (Fig. 1.14).



Figure 1.12. À gauche, barrière en régime de collision pendant une tempête, le pied de dune est sapé par les vagues (Masselink and Van Heteren, 2014). À droite, le sapage des dépôts en pied de dune déstabilise le front de la dune, entraînant le glissement de blocs sur le front de la dune et la création d'une encoche d'érosion littorale (Pointe de Gatseau, sud de l'île d'Oléron).



Figure 1.13. Franchissement d'une brèche dans la dune par des paquets de mer lors d'une surcote combinée à une marée haute au sud de l'île d'Oléron en février 2016.

La barrière pouvant être fortement érodée au cours d'une tempête, son altitude maximum, ou D_{high} , peut diminuer au cours de l'évènement. En conséquence, si une brèche se crée dans la barrière, une côte subissant un régime de collision peut ponctuellement passer en régime d'overwash.

Les submersions marines résultent des régimes d'overwash et d'inondations. De manière similaire à Sallenger (2000), Cariolet (2011) distingue différents modes de submersion marine (Fig. 1.15) qui peuvent survenir aussi bien sur des barrières naturelles comme des dunes de sable, que sur des ouvrages anthropiques de tels que les digues :



Figure 1.14. Submersion continue des défenses côtières de la Nouvelle Orléans, en bordure du lac Pontchartrain lors du passage de l'ouragan Katrina en août 2005 (crédit photo : D. McClosky).

- La **submersion par franchissement de paquets de mer**, qui correspond au régime d'overwash de Sallenger (2000), au cours duquel les vagues viennent se briser sur la barrière et où seule une partie du volume d'eau franchit la barrière à chaque vague, ou au passage des vagues les plus hautes. Ce mode de submersion peut être qualifié de « wave overtopping » (Pullen et al., 2007) quand ce sont des structures de défense côtière qui sont concernées ; à ne pas confondre avec l'« overtopping » défini par Orford et Carter (1982) où le jet de rive atteint tout juste la crête de la barrière sableuse, engendrant ainsi du dépôt de sédiment sur la crête de la dune.
- La **submersion par rupture de barrière** résulte de l'érosion de la barrière par les vagues principalement en régime de collision. Ce régime érosif de la partie frontale de la barrière peut perdurer pendant un temps très long. Il est généralement dû à une modification des apports sédimentaires par la dérive littorale à la suite de la mise

en place de structures anthropiques comme des épis, ou une migration de passe de marée, ou encore à des conditions de vague de tempête (Matias et al., 2009 ; Chaumillon et al., 2014). Cette phase érosive réduit l'épaisseur et éventuellement la hauteur de la dune en certains points de faiblesse lesquels peuvent être des portions de dune moins épaisses, ou des zones de dépression dans l'altitude de la dune. Ces zones peuvent être la conséquence: (1) d'un antécédent morphologique comme une ancienne passe de marée refermée, des alternances de crochons et de dépressions en arrière de la dune sur les flèches sableuses, une ancienne zone de rupture du cordon (e.g., Phantuwongraj et al., 2013) ; (2) de l'action du vent ; ou encore (3) du piétinement par l'homme ou les animaux (Matias et al., 2008). C'est généralement au niveau de ces points de faiblesse et de plus faible altitude de la crête de la barrière que les brèches se mettent en place. En effet, lors d'une tempête, l'altitude de la barrière (D_{high}) n'étant pas uniforme, l'impact du niveau d'eau sera variable et les premières zones à subir l'overwash seront ces points de moindre altitude. L'overwash localisé va contribuer à l'érosion ponctuelle de la crête de la dune (Matias et al., 2009), et accentuer les points de faiblesse qui vont rapidement céder. L'ouverture d'une brèche permet une submersion localisée et canalisée, ainsi que la pénétration rapide de gros volumes d'eau dans la zone en arrière de la barrière.

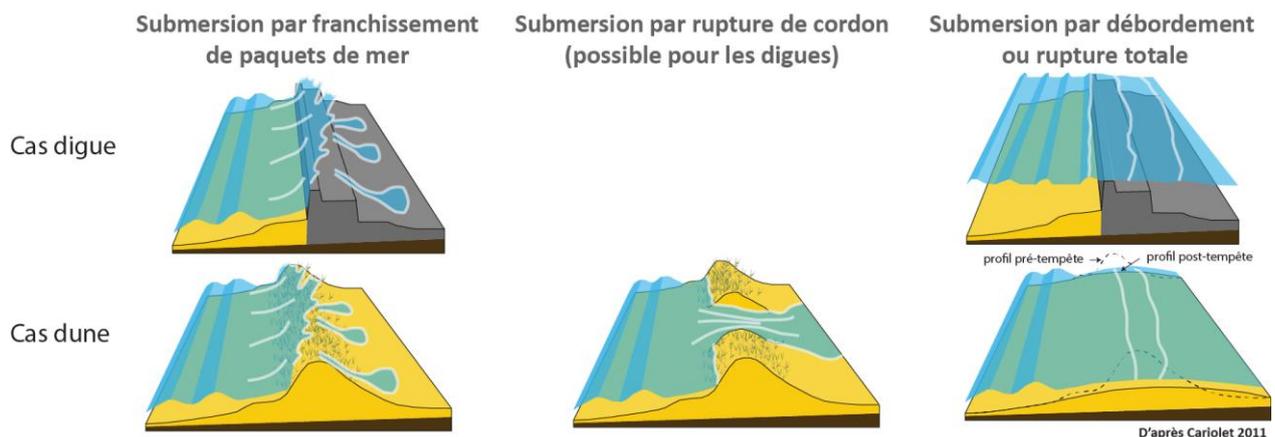


Figure 1.15. Les différents modes de submersions des barrières littorales. Les ruptures de digues existent aussi mais ne sont pas représentées ici (d'après Cariolet, 2011).

- **La submersion par débordement ou par rupture totale** correspond au régime d'inondation de la barrière et est généralement due à un niveau d'eau extrême qui dépasse en altitude l'ensemble de la crête de la barrière. Ce type de submersion entraîne l'inondation très rapide des zones côtières normalement protégées, par des volumes d'eau très importants, comme cela a été le cas lors de l'ouragan Katrina et la submersion de la ville de la Nouvelle Orléans (Fig. 13). La submersion par débordement d'une barrière sableuse est plus fréquente sur les flèches sableuses où les dunes sont généralement de plus faible altitude, après des périodes d'overwash répétées qui ont suffisamment amoindri l'altitude la dune, ou par élargissement de brèches qui peuvent éventuellement devenir coalescentes à d'autres brèches (Donnelly et al., 2006). Ce type de submersion engendre généralement une érosion très importante de la barrière, laissant derrière elle une dune rasée (e.g., Donnelly et al., 2006 ; McCall et al., 2010).

1.1.3. Risques liés aux submersions marines

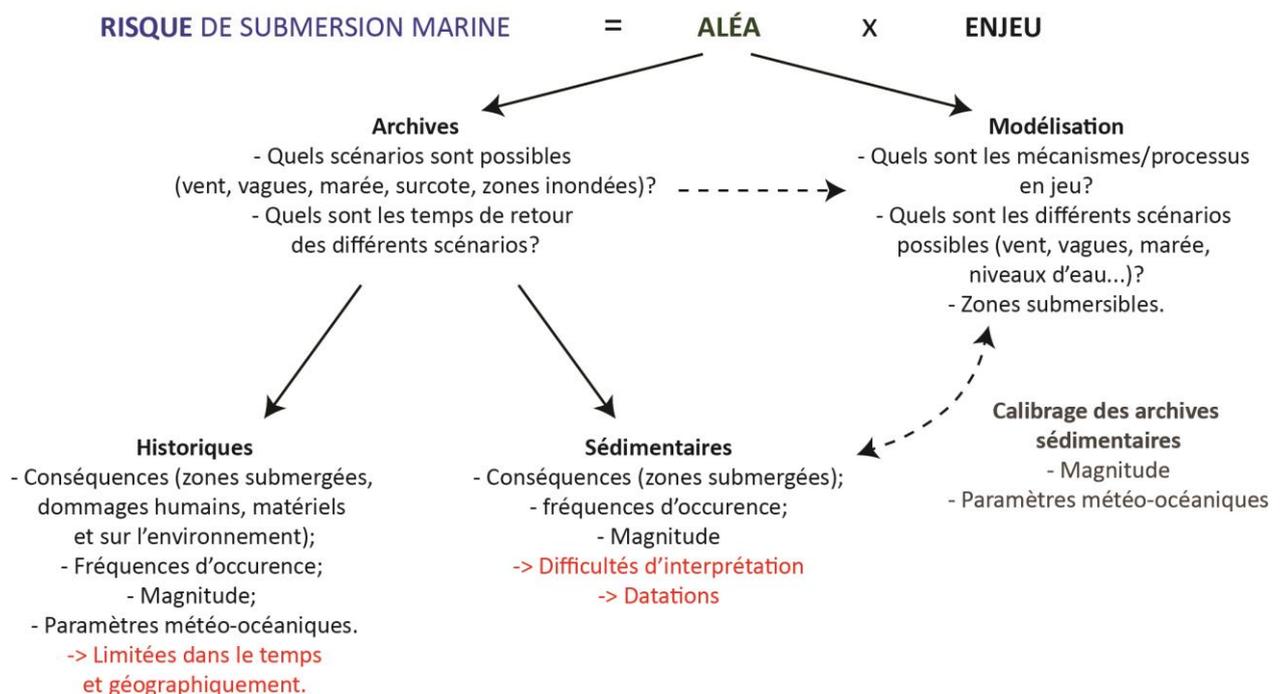


Figure 1.16. Le risque de submersion marine et les différentes approches de caractérisation de l'aléa de submersion marine.

Cette section vise à explorer ce qu'est le risque de submersion marine et les différents moyens de le caractériser et/ou quantifier, via la compréhension de l'aléa. Selon le Ministère de la Transition écologique et Solidaire, le risque naturel est un événement dommageable, doté d'une certaine probabilité, conséquence d'un aléa survenant dans un milieu vulnérable. Le risque naturel résulte donc de la conjonction de l'aléa naturel et d'un enjeu. La vulnérabilité est la mesure des dommages de toutes sortes rapportés à l'intensité de l'aléa. Le risque de submersion marine est dû à la submersion (tempête, tsunami, niveau d'eau exceptionnel engendrant l'inondation de zones côtières de basse altitude) d'une zone vulnérable (habitations humaines, infrastructures agricoles, industrielles ou touristiques, domaines agricoles, milieux naturels sensibles ; Fig. 1.16).

1.1.3.1. Vulnérabilité des zones côtières face aux aléas de submersion marine

Nom de la tempête ou du cyclone	Date	Région géographique touchée	Surcote (m)	Nombre de mort	Références
Cyclones					
Bhola	12/11/1970	Golfe du Bengale	10-12	300 000-500 000	Garrison, 2009 ; Karim et Mimura, 2008
Haiyan	08/11/2013	Sud-Est Asie	>5	>6000	Deltares, 2014
Katrina	23/08/2005	Golfe du Mexique	9	1833	Griffis, 2007, Kron, 2008
Tempêtes de latitudes intermédiaires					
1953	01/02/1953	Pays Bas et côte est U.K.	>3	1832	Gerritsen, 2005; Wolf et Flather, 2005
Xynthia	28/02/2010	Partie centrale du Golfe de Gascogne	>1.5	47	Bertin et al., 2012a ; Breilh et al., 2013

Tableau 1.1. Exemples de cyclones tropicaux et de tempêtes de latitude intermédiaire ayant généré des submersions marines majeures dans le passé (Breilh, 2014).

Actuellement, plus de la moitié de la population mondiale réside dans une bande côtière de 60 km de large, incluant 60% des plus grosses agglomérations (Nicholls et al., 2007) et la population de la bande côtière devrait encore augmenter dans le futur (Lutz and KC, 2010).

Les submersions marines peuvent engendrer des pertes considérables en terme de vies humaines, comme en témoignent des submersions majeures ayant eu lieu dans les zones côtières dans le passé (Tab. 1.1). Ces submersions impactent également les infrastructures et donc l'économie, ainsi que les écosystèmes naturels côtiers (Breilh, 2014 ; Chaumillon et al., 2017).

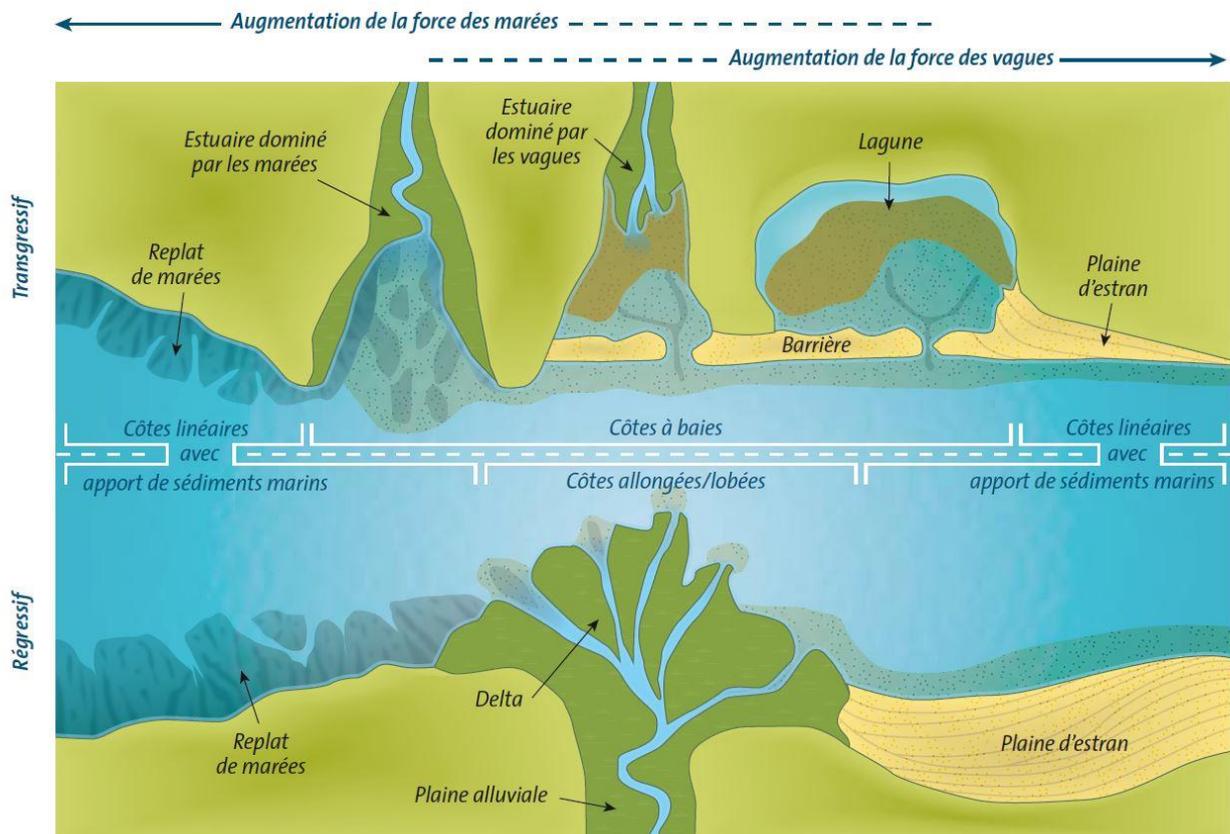


Figure 1.17. Classification des principaux environnements littoraux côtiers, illustrant leur organisation en fonction de la direction de migration du littoral vers le large (en bas : régression, progradation) et vers le continent (en haut : transgression, rétrogradation) en fonction de la force relative des courants de marées, des vagues et des courants fluviatiles. L'influence relative de la houle par rapport aux marées augmente de la gauche vers la droite (Proust et al., 2013 ; d'après Boyd et al., 1992).

1.1.3.2. Les zones côtières basses : un contexte géomorphologique favorable à la submersion marine

Une grande partie du linéaire côtier abrite des zones côtières dites basses qui peuvent s'étendre sur plusieurs dizaines de kilomètres vers l'intérieur des terres :

- L'apport et la redistribution des sédiments le long de la côte par les courants de marée, des vagues et fluviales ont permis le façonnage des littoraux actuels depuis le début de la période de haut niveau marin, caractérisée par une remontée lente de ce dernier (à partir d'environ 6500 ans BP ; Fig. 1.17). Dans les systèmes naturels, on peut distinguer deux grands types de littoraux selon leurs apports sédimentaires : (1) les littoraux transgressifs qui migrent en direction du continent et comprennent les systèmes de lagunes, îles barrières et estuaires et (2) les littoraux régressifs, qui migrent vers le large et comprennent les systèmes deltaïques, de plaines côtières et de replats de marée (Proust et al., 2013; Fig. 1.17.). Sur les côtes transgressives, les zones isolées de l'action des vagues et soumises à des apports sédimentaires importants peuvent se combler avec le temps, comme dans le cas des lagunes, baies embouchures et anciennes vallées incisées, donnant naissance à de larges zones basses couvertes par des marais ou plaines côtières. Dans le cas des côtes régressives, la construction de deltas à niveau marin presque constant permet aussi la mise en place de larges plaines côtières d'altitude très faible (Fig. 1.17). Ces zones côtières de basse altitude sont des lieux d'installation privilégiés pour les hommes.
- Les zones côtières de faible altitude présentent un fort intérêt économique et sociétal ont été de fait largement étendues par poldérisation par l'homme au cours des derniers siècles. La poldérisation consiste à gagner du terrain sur la mer par la construction de digues isolant les zones convoitées (généralement de type marais salé) de l'action de la marée et des vagues. Les zones poldérisées peuvent être parfois très vastes (exemple, Breilh et al., 2013) et caractérisées par une topographie très plane dont l'altitude se situe généralement au-dessous des plus hauts niveaux d'eau en mer, comme en témoigne, par exemple, la topographie des Pays Bas ou du marais Poitevin, en France, dont l'altitude de la plupart des

terrains se situe au-dessous de 3,5 m NGF, qui représente également localement l'altitude des plus hauts niveaux d'eau astronomiques (Allen, 1997 ; Breilh et al., 2013).

1.1.3.3. Évolution future du risque de submersion marine

Dans le contexte actuel d'élévation du niveau marin (IPCC, 2014), d'augmentation potentielle de la fréquence et de l'amplitude des plus grosses tempêtes (von Storch and Reichardt, 1997 ; Gönner et al., 2001 ; Vousdoukas et al., 2016), et d'augmentation de la population côtière (Lutz et KC, 2010), il est plus que probable que le risque de submersion marine s'accroisse dans le futur. Il est donc vital de mieux comprendre les processus générant les submersions marines, de mieux caractériser les risques actuels et futurs associés ainsi que l'étendue des zones côtières menacées.

1.1.3.4. Étudier l'aléa de submersion – apports des différentes approches

Pour savoir si une zone côtière vulnérable est potentiellement exposée au risque de submersion marine, il convient de caractériser l'aléa spécifique de la zone étudiée (Fig. 1.16). L'évaluation de l'aléa implique la caractérisation des différents scénarios possibles (zones submergées, hauteurs d'eau, durée de l'inondation) découlant d'une combinaison de conditions météo-océaniques (vent, vagues, dépression, surcote...) et d'un contexte géomorphologique (altitude des zones du littorales et rétrolittorale, nature des barrières littorales). Tous ces paramètres peuvent être investigués par différentes approches, qui chacune ont leurs inconvénients et leurs avantages.

1.1.3.4.1. Les apports des mesures et de la modélisation à la compréhension des processus physiques et à la détermination des zones sensibles

La compréhension des processus physiques menant à la submersion des milieux rétrolittoraux est essentielle à une meilleure prédiction des événements futurs et à la prévention des risques associés.

Pour cela, les observations et mesures sur le terrain, en conditions de tempête sont extrêmement précieuses. Cependant, les conditions de tempête rendent le travail de terrain plus compliqué voire dangereux pour les agents concernés, ce qui explique le faible nombre d'études utilisant cette approche. De la même manière, les instruments de mesure sont susceptibles d'être endommagés par les conditions très énergétiques, ou affectés par les pannes si ils sont alimentés par le réseau électrique. Ainsi, les enregistrements peuvent présenter des lacunes, en particulier lors des événements très énergétiques, et mener ainsi à une sous-évaluation des estimations de temps de retour et de magnitude (e.g., Nicolle, 2006 ; Breilh et al., 2014 ; Chaumillon et al., 2017).

Des approches par modélisation peuvent permettre de pallier aux limites qui s'appliquent aux approches instrumentales et de terrain.

L'ensemble de ces approches peut permettre de :

- Mieux comprendre les processus physiques menant à la surcote (voire référence dans la partie 1.1.1 de cette thèse);
- D'évaluer comment se propage la submersion à terre en fonction de la morphologie des domaines littoraux et rétrolittoraux, et de l'importance et la distribution spatio temporelle de la surcote au long de la côte ;
- Définir une panoplie de scénarios associés aux submersions ou aux différents types de submersion pour une zone donnée.

Un bon exemple de l'apport de ces approches dans la meilleure compréhension des paramètres physiques menant à la submersion est l'étude de Bertin et al. (2012a). Le cas d'étude est la tempête Xynthia (2010) et la surcote associée qui a touché les côtes de Charente Maritime entre autres, et engendré une submersion majeure des

domaines rétrolittoraux. Lors de l'évènement, une surcote avait été prévue, mais sous-estimée (de 0,1 à 0,4 m ; Breilh et al., 2014). Par la suite, pour correctement reproduire le pic de surcote par modélisation, Bertin et al. (2012a) ont dû utiliser un modèle ne prenant pas en compte seulement la contribution du vent, mais aussi celle liée à l'état de mer. Dans le cas de la tempête Xynthia, la contribution liée à l'état de mer dans l'amplitude de la surcote a été d'environ 30 %. Une telle contribution des vagues est liée à l'état de mer particulier caractérisé par des vagues très jeunes, a induit un plus fort couplage entre l'atmosphère et l'océan. Cet état de mer particulier a eu un impact important sur l'amplitude de la surcote (Bertin et al., 2012a). La vitesse de friction u^* a été utilisée par Bertin et al. (2012a) pour calculer une contrainte de surface dépendante de l'état de mer. Cette paramétrisation a permis de reproduire correctement la surcote générée par la tempête Xynthia dans les Pertuis Charentais, alors qu'une approche utilisant une contrainte uniquement dépendante du vent la sous-estime de l'ordre de 30 %.

Avant la tempête Xynthia et la modélisation des processus physiques générant cette surcote, le scénario n'avait jamais été imaginé et n'entrait pas encore dans les modèles de prévision.

1.1.3.4.2. Les archives du passé

L'exploration des archives du passé permet de mieux comprendre les scénarios de submersion, en caractérisant les conditions extrêmes (de vent, de vagues, de dépression...) ou des configurations particulières de conditions météo-océaniques menant à des niveaux d'eau extrêmes (Breilh et al., 2014). Les archives du passé permettent d'accéder au temps de retour des évènements de submersion marine en fonction de leur magnitude. Les informations tirées des archives permettent aussi d'alimenter les modèles avec des variables réalistes et ainsi de mieux caractériser les zones rétrolittorales concernées par le risque de submersion en fonction de différents scénarios d'aléa.

On peut distinguer trois grands types d'archives :

- Les séries de données instrumentales sont les données enregistrées essentiellement par les marégraphes (Pirazzoli et Tomasin, 2007 ; Bardet et al., 2011). Elles

permettent d'accéder à l'historique des niveaux d'eau, et sont limitées aux 300 dernières années pour les séries les plus longues (Wöppelman et al., 2006 ; Prouveau, 2008), et plus généralement à quelques dizaines d'années. Les données instrumentales proviennent dans une moindre mesure des stations météo ou des bouées océanographiques. Ces données donnent accès à des informations potentiellement très précises. Cependant ces données instrumentales peuvent parfois être incomplètes, puisque ces instruments peuvent être soumis à des pannes d'enregistrement (coupures d'électricité, dégâts...), surtout en conditions très énergétiques de tempête, comme dans le cas de la tempête Martin en 1999 par exemple (e.g., Breilh et al., 2014 ; Chaumillon et al., 2017). Les lacunes dans les séries qui découlent de ces pannes, ou l'extension limitée dans le passé des séries de données peuvent mener à des sous-estimations des périodes de retour ou du maximum d'amplitude des événements extrêmes (voire références dans Chaumillon et al., 2017).

- Les archives historiques fournissent généralement les conséquences d'évènements de submersion, la date de l'évènement, l'étendue submergée et parfois, les conditions météo-océaniques associées à l'évènement (Chaumillon et al., 2017). Le travail de Liu et al. (2001) sur les archives historique de la province de Guangdong en Chine (provenant de l'histoire officielle de chaque dynastie, ainsi que de gazettes locales, compilées par Lee and Hsu, 1989) a permis de réaliser une reconstruction exceptionnelle des évènements de typhons sur 1000 ans. Tsuchiya et Kawata (1986) ont également publié une reconstruction, basée sur 1200 ans d'archives historiques, des submersions liées à des tsunamis ou des tempêtes dans la région d'Osaka. Des archives remontant aussi loin dans le temps sont cependant exceptionnelles. En effet, en Europe et en Amérique du Nord, les archives ne permettent pas de remonter plus loin que quelques centaines d'années dans le temps. Dans le cas de l'Amérique du Nord, des submersions marines sont mentionnées dans les archives historiques depuis environ 400 ans, ce qui correspond à colonisation de la Nouvelle

Angleterre par les européens (Boose et al., 2001 ; Ludlum et al., 1963 ; Neumann et al., 1993).

En France, les archives historiques relatant de submersions marines comprennent les archives publiques et de la marine française, les journaux locaux, des gravures, des récits personnels, les rapports universitaires et publications scientifiques. Avant le 20^{ème} siècle, on ne retrouve en général que la chronologie des évènements de submersion (Dezileau et al., 2011 ; Sabatier et al., 2012 ; Breilh et al., 2014 ; Chaumillon et al., 2017). Avant le 19^{ème} siècle, on retrouve de nombreux récits personnels d'évènements de submersion, généralement écrits par des individus concernées à titre personnel (l'évènement était alors décrit en termes généraux, et souvent, la tempête était ressentie comme une punition de Dieu), ou pour des questions d'argent (dans ce cas, l'évènement était en général décrit en détail dans le but d'obtenir une exemption de taxe ou autre forme de compensation). Depuis la fin du 18^{ème} siècle, les données météorologiques (pression atmosphérique, température, vitesse et direction du vent) ont commencé à être mesurées ; et l'archivage de ces données par l'administration maritime française est devenu officiel au cours du 19^{ème} siècle, offrant ainsi des données quantitatives et descriptives sur les submersions marines et conditions météorologiques responsables de ces évènements.

Cependant, de manière générale, on peut observer une augmentation des dommages résultant d'évènements de submersion dans les archives au cours du temps (e.g., Breilh et al., 2014). Cette tendance peut être expliquée par la colonisation progressive du domaine littoral au cours du temps et des usages moins développés qu'aujourd'hui des zones rétrolittorales, proches du trait de côte (Breilh et al., 2014 ; Guetté et al., 2016 ; Chaumillon et al., 2017), ainsi que par la disparition et l'altération des archives au cours du temps (incendies, insectes, moisissure, perte...).

Les archives historiques nous montrent en premier lieu que les submersions marines ne sont pas des évènements rares (e.g., Breilh et al., 2014). Quand des données météorologiques quantitatives sont disponibles, elles permettent des comparaisons plus fines avec les évènements récents, on peut ainsi définir les combinaisons de

paramètres météorologiques menant à la submersion (Breilh et al., 2014). Cependant, il y a des limites à l'utilisation des archives historiques, puisque quand elles existent, elles sont généralement incomplètes et limitées dans le temps, limitant ainsi les possibilités d'explorer la variabilité de fréquence et d'intensité des évènements de submersion sur les derniers siècles (Chaumillon et al., 2017).

- Le dernier type d'archives des évènements de submersions passées est contenu dans les sédiments. Les archives sédimentaires récentes permettent potentiellement de reconstruire les évènements de submersions passées sur la fin de l'Holocène. Au-delà de l'Holocène, il est toujours possible de retrouver des témoins de submersions marines, mais les archives sédimentaires sont alors plus susceptibles d'avoir été détruites par les agents climatiques. L'identification et la datation de dépôts de submersion dans les séquences sédimentaires rétrolittorales permettent d'établir une chronologie des submersions passées sur parfois plusieurs milliers d'années (e.g., Liu et Fearn, 1993 ; Donnelly et al., 2001a, b ; Wallace et Anderson, 2010 ; Kiage et al., 2014 ; Lane et al., 2011 ; McCloskey et Liu, 2012a ; Brandon et al., 2013 ; Donnelly et al., 2015 ; Ercolani et al., 2015 ; Peros et al., 2015 ; Woodruff et al., 2015).

La longueur temporelle des archives sédimentaires permet notamment de s'intéresser aux temps de retour d'évènements de submersion de magnitude extrême (qui se caractérisent par des temps de retour très longs), qui n'ont pas forcément eu lieu dans la période couverte par les archives historiques ; et ainsi d'élargir la gamme des scénarios de submersion pour mieux évaluer ce type d'aléas dans un lieu donné.

Cependant, comme toutes archives, les archives sédimentaires sont incomplètes. Il est tout d'abord nécessaire de comprendre les modalités d'enregistrement des submersions marines dans les sédiments, ainsi que leur variabilité en fonction de l'environnement de dépôt, du type d'évènement à l'origine de la submersion marine, du mode de submersion, de la nature de la barrière. Cela peut être fait en étudiant des enregistrements sédimentaires récents liés à des submersions bien documentées.

Les connaissances actuelles sur l'enregistrement des submersions marines dans les archives sédimentaires seront détaillées dans la partie 1.2.

1.2. Signature sédimentaire des submersions marines

1.2.1. Introduction

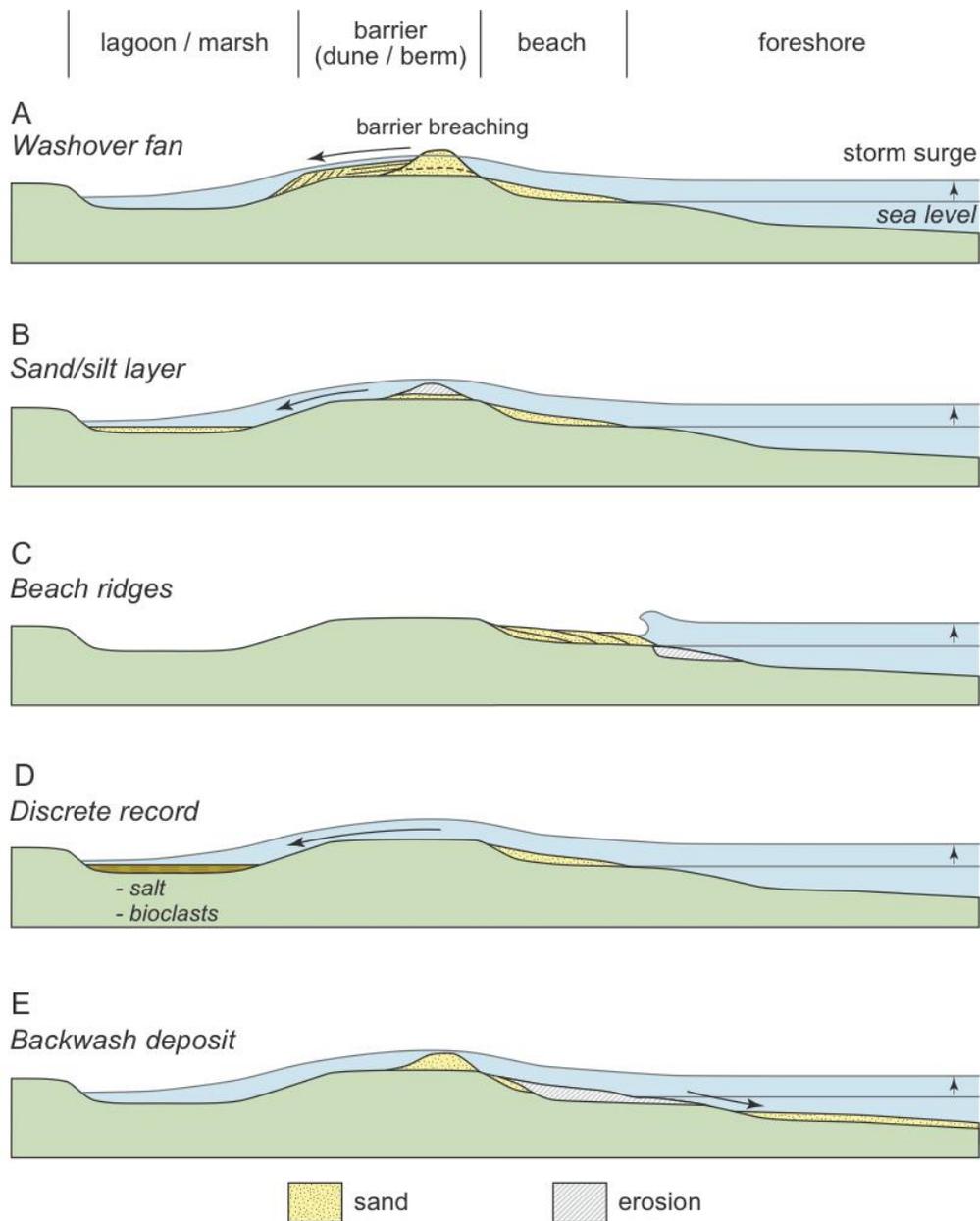


Figure 1.18. Différents types de signatures sédimentaires associées aux événements de submersions marines (Chaumillon et al., 2017).

Les signatures sédimentaires de submersions marines peuvent être très diverses (crêtes de plage, dépôts de backwash ou dépôts rétro littoraux ; Chaumillon et al., 2017 ; Goslin et al., 2017 ; Fig. 1.18). Dans le cadre de cette thèse, nous nous concentrerons sur les dépôts de submersions marines en domaine rétro littoral. En condition de tempête, l'action

des courants générés par les vagues sur les zones intertidales et les barrières sédimentaires engendre la remise en suspension et le charriage de sédiments. Si le niveau d'eau final (comprenant l'amplitude de la surcote additionnée au niveau d'eau astronomique) dépasse l'altitude des barrières littorales, ou que les vagues engendrent la formation de brèches dans ces barrières, des volumes d'eau marine contenant du sédiment en suspension s'écoulent alors dans les terres. La submersion de la barrière (avant-plage, plage et dune) engendre également une érosion de celle-ci, dont le produit est transporté dans les terres par l'écoulement. Selon la puissance de l'écoulement dans les terres, celui-ci peut aussi engendrer un peu d'érosion en domaine rétrolittoral.

Différentes zones de dépôt peuvent être définies, en fonction des limites de dépôt des différentes catégories de sédiments et d'inondation (Fig. 1.19) :

- Lorsque l'écoulement pénètre dans les terres, il perd progressivement de l'énergie via la friction avec le sol, et donc de la vitesse, ce qui engendre la diminution de la capacité de transport des particules sédimentaires par l'écoulement. Les particules les plus grossières et denses sont déposées en général juste en arrière de la barrière, en zone proximale. Dans le cas d'un site protégé par une barrière sableuse, les dépôts typiques de la zone proximale sont les dépôts de washover ou dépôts de brèche (Fig. 1.18). Cependant, à partir d'une certaine distance, la majeure partie des sédiments grossiers se sont déposés, on peut ainsi définir la **limite des dépôts sableux**.
- La couverture sédimentaire d'une zone littorale n'étant généralement pas uniformément constituée de sable, l'écoulement transporte aussi des particules beaucoup plus fines comme des silts et des argiles, qui peuvent être transportés plus loin dans les terres. De la même manière que pour les dépôts grossiers, on peut définir une **limite de dépôt des sédiments fins**.
- Cependant, l'extension de la submersion marine ne se limite pas à l'extension des dépôts de sédiments fins. On peut ainsi définir une troisième zone sans dépôts sédimentaires également impactée par la submersion marine, elle se termine au niveau de la **limite d'inondation**.

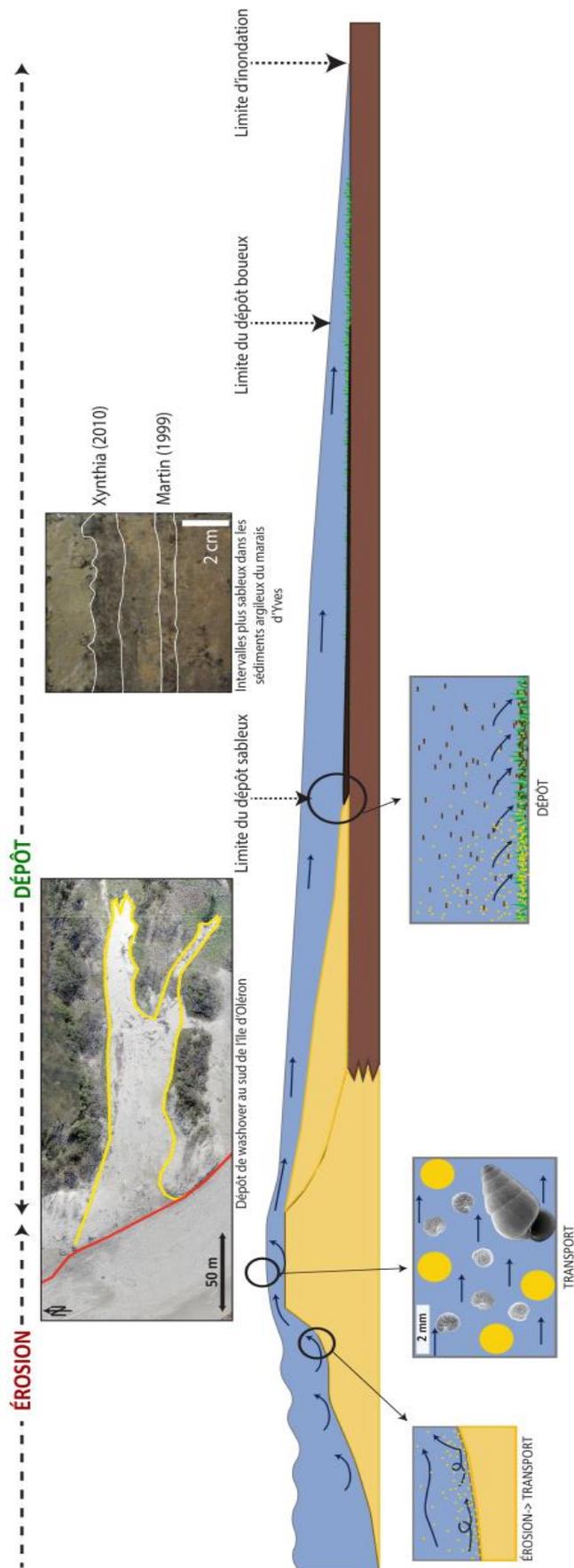


Figure 1.19. Représentation schématique des processus sédimentaire menant à un dépôt de submersion marine en domaine rétro littoral protégé par une barrière sableuse.

1.2.2. Enregistrement des submersions marines par les dépôts de washover

1.2.2.1. Définition et classifications morphologiques

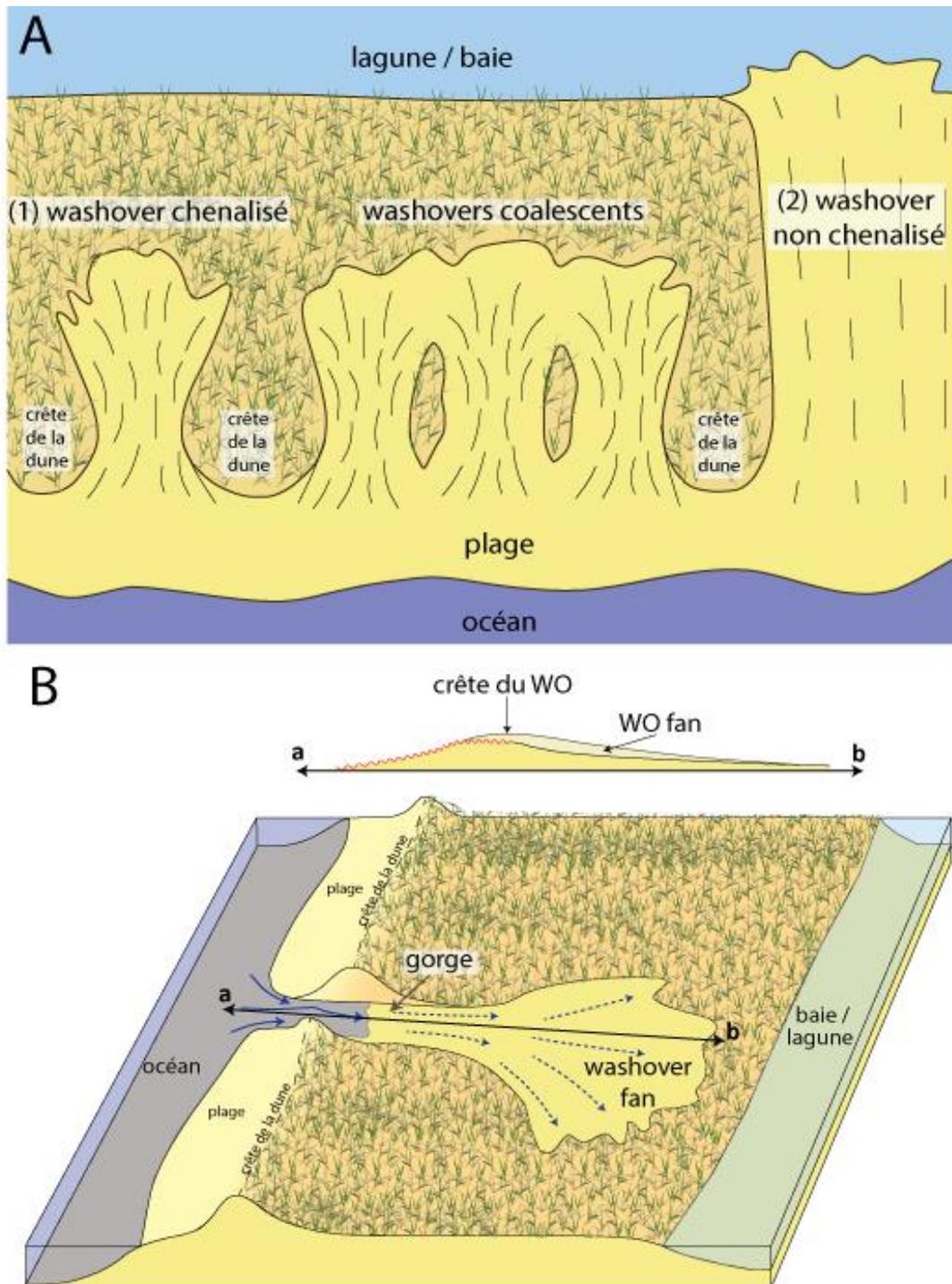


Figure 1.20. (A) Différentes catégories de dépôts washover ; (B) Morphologie typique d'un dépôt de washover résultant d'un overwash chenalisé par une brèche dans le cordon dunaire (modifié d'après Donnelly et al., 2006).

Un dépôt de washover résulte de l'overwash ou de la rupture d'une barrière généralement constituée de sable ou de galets et du remaniement des sédiments érodés associés (e.g., Pierce, 1970; Morton et Sallenger, 2003; Nott, 2004; Buynevich et Donnelly, 2006; Matias, 2006). Les dépôts de washover se mettent place en arrière de la berme de plage ou de la dune selon la morphologie de la barrière, dans le domaine rétrolittoral (marais, lagune, alternances de dunes et dépressions interdunaires, forêt... ; Fig. 1.20). On peut distinguer deux catégories de dépôt, en fonction de leur morphologie, (1) les dépôts ponctuels, chenalisés et (2) les dépôts non chenalisés, qui couvrent une grande largeur de la barrière (Matias, 2006 ; Fig. 1.20A). Les dépôts de washover, très largement décrits dans la littérature internationale sous des dénominations différentes, peuvent désigner les mêmes objets sédimentaires de chaque catégorie :

- ainsi pour les dépôts de type chenalisés on trouve les termes: *wave delta* (Johnson, 1919), *washover* (e.g., Lobeck, 1939; Fisher et Simpson, 1979), *washover fan* (e.g., Kochel et Wampfler, 1989), *hurricane channel* (e.g., Hayes, 1967), *washover breach* (e.g., Hosier et Cleary, 1977), *overwash feature* (e.g., Armon et McCann, 1979), *dune terrace* (Ritchie et Penland, 1988), *individual lobe washover* (Andrade, 1990), *individual washover* (e.g., Bray et Carter, 1992), *perched fan* (Morton et Sallenger, 2003), ou *chanalized fan* (Hudock et al., 2014).
- Pour les dépôts de type non-chenalisés on trouve les termes: *washover ramp* (Fisher et Simpson, 1979), *washover flat* (e.g., Ritchie et Penland, 1988), *washover sheet* (e.g., Schwartz, 1982), *washover terrace* (Bray et Carter, 1992), *sheetwash* (e.g., Morton et Sallenger, 2003), *washover plain* (Vila-Concejo et al., 2006), ou *non-chanalized apron-sourced fan* (Hudock et al., 2014).

Certains auteurs distinguent une troisième catégorie (Fig. 1.20A) dans le cas de dépôts ponctuels chenalisés proches les uns des autres le long de la barrière, et chacun caractérisés par une brèche permettant à l'écoulement de pénétrer dans le domaine rétrolittoral. Dans ce troisième cas, les dépôts en arrière des brèches se confondent,

deviennent coalescents et ne sont plus latéralement séparés les uns des autres. Cette troisième catégorie comprend les dépôts qualifiés de *washover terrace* (e.g., Ritchie et Penland, 1988 ; Morton et Sallenger, 2003 ; Donnelly et al., 2004).

La morphologie des dépôts chenalisés peut beaucoup varier. Cependant, une description générale (proposée par Donnelly et al., 2006) permet de définir différentes zones au sein de ces dépôts de washover chenalisés (Fig. 1.20B) :

- (1) La gorge est la partie chenalisée par la brèche dans le cordon dunaire, dans laquelle les écoulements d'overwash sont concentrés, et où les courants sont les plus forts.
- (2) Au-delà de la brèche, les écoulements ne sont plus canalisés et perdent rapidement de l'énergie en se dispersant et avec la distance. C'est dans cette zone que la majeure partie du dépôt se fait, dans le corps principal du washover ou washover fan.
- (3) Le point le plus haut sur un profil topographique longitudinal est la crête du washover. Il se situe généralement dans la brèche, juste avant la gorge. C'est l'altitude de la crête qui limite la pénétration des eaux marines dans le domaine rétrolittoral, puisque le régime d'overwash nécessite au minimum que la valeur maximum du *runup* (R_{HIGH} ; Sallenger, 2000) dépasse l'altitude de la crête du washover (D_{HIGH} ; Sallenger, 2000).
- (4) La limite distale de dépôt du washover ne correspond presque jamais à la limite de pénétration des écoulements d'overwash car les sédiments se déposent pendant le transport alors que l'écoulement perd de l'énergie par friction avec le sol. Il est donc assez courant d'observer de petits chenaux temporaires d'évacuation préférentielle de l'eau au-delà de l'extrémité du dépôt, si l'écoulement ne s'infiltré pas en totalité dans le sol au niveau du dépôt.

1.2.2.2. *Distribution spatiale des processus d'overwash et des dépôts de washover le long d'une côte*

Sur le long terme, les occurrences des processus d'overwash et donc du dépôt de washover sont généralement plus fréquentes sur des côtes dans un contexte transgressif,

soumises à une augmentation du niveau marin relatif (Buynevich et Fitzgerald, 2003 ; Bennett et al., 2009 ; Carruthers et al., 2013), ainsi que sur les côtes soumises à un régime accru, en fréquence et/ou en intensité, des événements de tempête (Carruthers et al., 2013). Leathermann (1979a, b) ont aussi suggéré que l'overwash d'une barrière était rare jusqu'à ce que la barrière atteigne une épaisseur seuil, en dessous de laquelle, l'overwash était facilité et donc plus fréquent. L'overwash engendre l'érosion de la face océanique de la barrière et le dépôt de sédiments sur la face continentale de la barrière, ce qui permet à celle-ci de migrer vers le continent, on qualifie ce processus de *roll-over* de la barrière. Le mécanisme de *roll-over* est particulièrement important pour le maintien des barrières littorales (e.g., Donnelly et al., 2006; Tillmann et Wunderlich, 2013). Matias et al. (2009) ont montré que l'érosion frontale de la barrière en régime de collision permettait l'amincissement de cette barrière, mais aussi une diminution de l'altitude de sa crête, la rendant ainsi plus vulnérable à l'overwash. Bennett et al. (2009) soulignent aussi que les apports sédimentaires doivent être suffisants pour que l'overwash de la barrière engendre le dépôt de washover, sinon l'érosion domine et il y a ouverture de passes de marée vers la lagune située en arrière de la barrière.

Les dépôts de washover sont plus souvent décrits dans la littérature au long des côtes à caractère microtidal (Schwartz, 1982), mais peuvent aussi se mettre en place à la suite de fortes tempêtes sur des côtes à caractère macrotidal (e.g., Muller et al. 2016 ; Baumann et al., 2017b).

À plus court terme, l'échelle d'impact des niveaux d'eau en mer sur les dunes littorales de Sallenger (2000) montre bien que l'occurrence du phénomène d'overwash au long d'une barrière est principalement contrôlée par l'altitude de la crête de cette barrière et ses variations longitudinales, ainsi que par les niveaux d'eau en mer. L'overwash des dunes littorales est donc facilité dans des zones de dunes de faible altitude ou par des dunes dont l'altitude de la crête est variable et présente ponctuellement des points bas. Houser (2012) a montré, sur une île barrière du Nord du Golfe du Mexique, que les événements d'overwash et donc le dépôt de washover était plus fréquent sur les portions de la barrière avec des petites dunes d'altitude inégales par rapport aux portions avec des dunes épaisses et hautes. Il a aussi montré que la morphologie de ces dunes était en partie dépendante de

la largeur de la barrière, dans la direction cross-shore, et de la morphologie de l'avant côte. L'érosion frontale de la dune est accentuée au niveau de points de faiblesse dans cette dune, comme d'anciennes brèches partiellement comblées, et l'overwash de la dune est facilité dans ces points de plus faible altitude (Carter et Orford, 1981 ; Dolan et Hayden, 1981). La présence de passes immatures ou temporaires dans la barrière liée à des apports sédimentaires déficitaires, ou d'anciennes passes partiellement comblées crée des points de plus basse altitude dans la barrière, plus susceptibles à l'overwash et au dépôt de washover (Costas et al., 2006 ; Matias et al., 2008 ; Garcia et al., 2010). Matias et al. (2008) ont, en plus des situations décrites ci-dessus, identifié d'autres configurations menant à une plus grande vulnérabilité de la barrière à l'overwash en analysant la distribution des washover au long de la série d'îles barrières de Ria Formosa, au Portugal, comprenant (Fig. 1.21) :

- (1) L'érosion frontale de la dune en régime de collision (Carter et Orford, 1981 ; Matias et al., 2009) fait reculer la crête de la dune. Les dépressions initialement creusées sur la face arrière de la dune (par le piétinement par l'homme et/ou les animaux, les chenaux tidaux, les cuvettes d'érosion par le vent) se reportent avec le temps dans la topographie de la nouvelle crête du cordon dunaire ;
- (2) Les ouvrages de défense côtière de type épi bloquent le transport sédimentaire par la dérive littorale, entraînant une érosion de la côte en aval de l'épi, ce qui a aussi tendance à abaisser l'altitude de la crête de la dune.

Pour résumer, les points bas dans l'altitude de la crête d'un cordon dunaire sont plus sensibles à l'overwash puisque les niveaux d'eau en mer requis pour dépasser l'altitude de ces points bas sont plus faibles qu'au niveau des points hauts. La répartition de ces zones basses dans les dunes (leur espacement et leur largeur) détermine ensuite la distribution, et en partie la morphologie des dépôts de washover pouvant se mettre en place en arrière des dunes lorsqu'il y a overwash de la dune en condition de tempête.

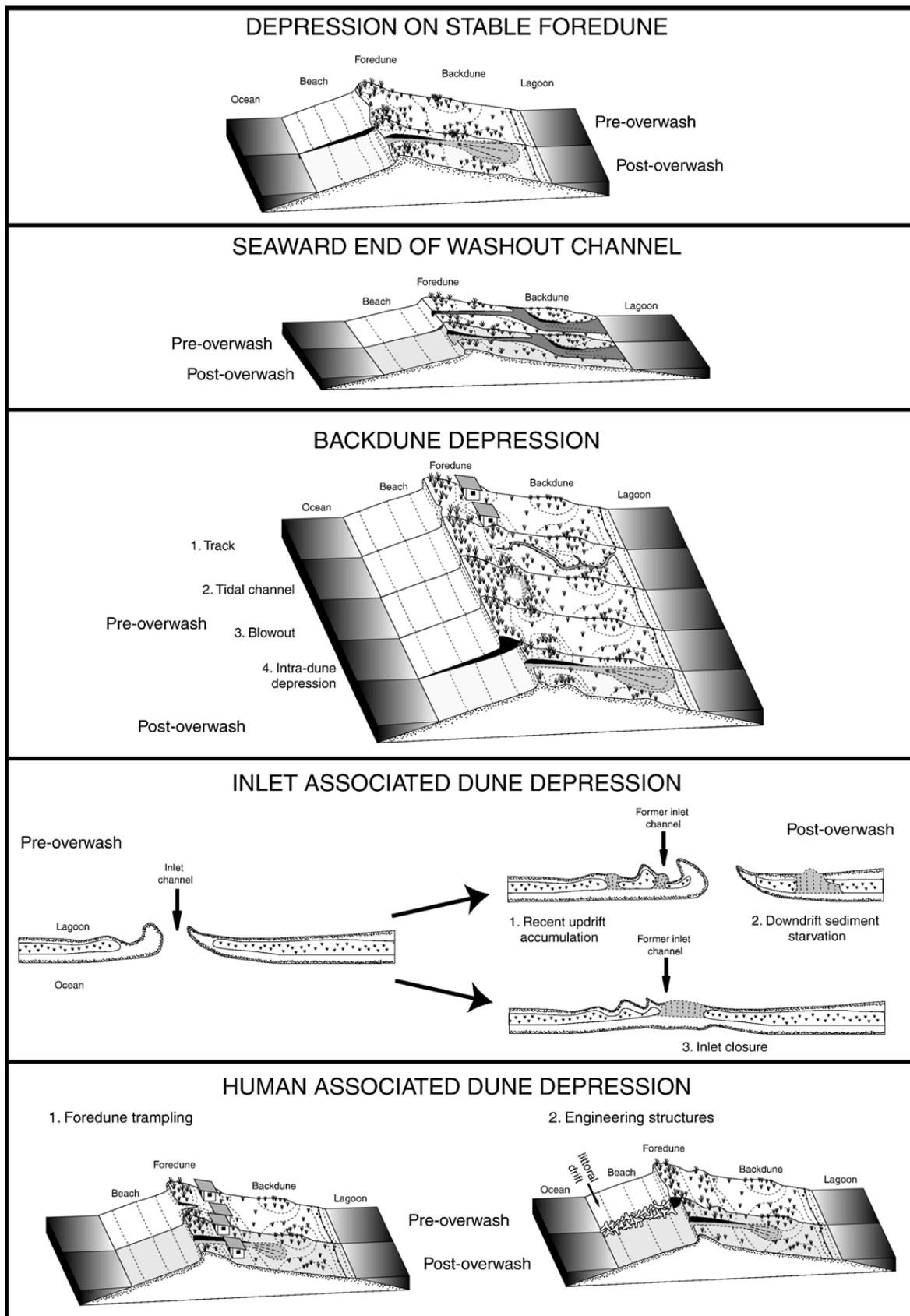


Figure 1.21. Différents types de dépressions dans la morphologie des dunes, dans lesquelles les washovers peuvent se former (Matias et al., 2008).

1.2.2.3. Contrôles sur la morphologie des dépôts de washover

Le style de dépôt des washovers (chenalisé, coalescent, non chenalisé) dépend de la morphologie de la barrière et du niveau d'eau caractérisant la surcote.

Lorsque les dunes ont une altitude irrégulière, l'overwash est favorisé au niveau des points plus bas dans la dune et est donc très localisé, ce qui engendre le dépôt de washovers isolés et généralement chenalisés (Morton and Sallenger, 2003).

Les barrières étroites supportant des dunes frontales de faible altitude, et dont la variabilité d'altitude de la crête est plutôt faible, sont des environnements où l'overwash de la barrière sera espacé de manière plus régulière au long de la barrière, menant à des dépôts de washover très proches les uns des autres, qui peuvent devenir coalescents (Morton, 2002).

Sur les barrières caractérisées par des dunes frontales de très faible altitude, et présentant très peu ou pas de variation longitudinale d'altitude, lorsque le niveau d'eau en mer dépasse l'altitude des dunes frontales, l'overwash se fait alors sur quasiment toute la longueur du cordon dunaire. Dans ce cas, le dépôt de washover se fera sous la forme d'un prisme en arrière de la crête de la dune ou de la berme sur toute la longueur de la barrière. Le washover n'est alors plus chenalisé (Morton et Sallenger, 2003), et plutôt de type *sheetwash*.

Dans les cas présentés ci-dessus, le principal contrôle sur le style morphologique des dépôts de washover est la morphologie des dunes et bermes ; elles peuvent être hautes ou plutôt basses et présenter une forte variabilité longitudinale de l'altitude de leur crête ou non.

Si l'on prend le cas de dunes irrégulières, la hauteur de la surcote pourra aussi contrôler le style morphologique des dépôts de washover, comme cela a pu être observé par Phantuwongraj et al. (2013), sur les côtes thaïlandaises, où une portion de dune d'altitude irrégulière affectée par une petite surcote n'avait été submergée que de manière très localisée, engendrant la mise en place d'un dépôt de washover chenalisé et localisé. La même portion de dune affectée par une surcote plus importante (le niveau d'eau en mer était alors supérieur à l'altitude maximum de la dune sur toute sa longueur) a été submergée

sur toute sa longueur, menant à la mise en place d'un dépôt non chenalisés de type *sheetwash*.

Khan et Roberts (1982) ont observé sur les îles Chandeleur, qu'au niveau des portions exposées de manière frontale aux vagues, et caractérisées par des dunes de faible altitude, les dépôts de washover étaient plutôt de type *sheetwash* non chenalisé tandis que sur la portion Nord des îles, exposées plutôt de manière oblique aux vagues en provenance du Golfe du Mexique, la submersion des îles avait été beaucoup plus localisée, menant à la mise en place de dépôts ponctuels et chenalisés.



Figure 1.22. Exemple de dépôt de washover chenalisé en bordure de la lagune de la Belle Henriette, sur la côte Atlantique française, au niveau de la ville de la Faute-sur-Mer, avec à droite une photo aérienne de la zone en 2012 (Ortholittorale V2 – MEDDE) et à gauche une photo aérienne de 2015 d'un dépôt de washover mis en place durant l'hiver 2013-2014 et l'ensemble des dimensions caractérisant la morphologie du dépôt (l_b , la largeur de la brèche, l_{wo} la plus grande largeur du corps principal du dépôt, L , la distance de pénétration du dépôt en arrière de la plage, β_N et β_S , les angles de dispersion du dépôt au-delà de la gorge, respectivement au Nord et au Sud de la gorge).

Dans le cas des dépôts de washover chenalisés, leur morphologie peut être décrite par différents paramètres (Donnelly et Sallenger, 2007 ; Hudock et al., 2014 ; Fig. 1.22) :

- La largeur de la gorge ou de la brèche dans la dune ou la berme ;
- La distance de pénétration ou d'intrusion du dépôt dans les terres à partir de la transition plage/pied de dune ou plage/pied de berme ;
- La largeur du dépôt en arrière de la gorge ;
- L'angle de dispersion latérale du dépôt à la sortie de la gorge ;
- L'aire de la surface du dépôt.

Les distances de pénétration des dépôts de washover en arrière des dunes et bermes peuvent varier de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres (Morton and Sallenger, 2003). La distance de pénétration du dépôt est dictée principalement par la distance de pénétration des écoulements d'overwash (Morton et Sallenger, 2003 ; Matias, 2006), qui elle-même est corrélée à la hauteur de la surcote par rapport à l'altitude de la brèche ou de la barrière et à la vitesse des vents dirigés vers la côte en mer (Simpson et Riehl, 1981 ; Morton et Sallenger, 2003). Elle est aussi très dépendante de la morphologie du domaine rétrolittoral (Morton et Sallenger, 2003). La présence de dépressions comme les lagunes, ou d'obstacles comme des dunes, des forêts ou des aménagements humains, per exemple, auront tendance à limiter ces distances de pénétration (e.g., Phantuwoonraj et al., 2013). La présence de routes perpendiculaires au littoral, parallèles à l'axe de pénétration des eaux dans les terres peuvent au contraire faciliter la propagation des eaux et donc des dépôts de washover (Donnelly et al., 2006).

La morphologie du dépôt de washover est donc aussi contrôlée par celle du domaine rétrolittoral. Les dépôts de washover présentent généralement des morphologies en lobe, dont l'axe principal est perpendiculaire au trait de côte, quand il n'y a pas de perturbation dans la topographie du domaine en arrière de la dune ou de la berme. Lorsque le domaine rétrolittoral présente des morphologies particulières, telles que des alternances d'anciennes crêtes de plages ou dunes et de dépressions, la présence de lagunes en arrière des barrières, de divers types de dépressions dans les dunes..., le dépôt de washover se mettra principalement en place dans les dépressions, là où il y a de l'espace disponible pour le dépôt de sédiments. Ainsi Phantuwoonraj et al. (2013) ont observé des dépôts mis en place dans des dépressions interdunaires parallèles au trait de côte et dont l'extension dans les terres était limitée par le cordon dunaire suivant, qui présentaient une morphologie allongée parallèle au littoral. Wang et Horwitz (2006), grâce à l'imagerie radar ont observé que l'épaisseur des dépôts de washover pouvait être très variable, de quelques cm sur le domaine rétrolittoral émergé, où il y avait auparavant des dunes qui ont partiellement été

érodées par le passage de la submersion, à plus d'un mètre, là où le dépôt a comblé une partie de la lagune située en arrière de la barrière.

1.2.2.4. Évolution dynamique des dépôts de washover

Matias (2006) distingue un écoulement d'overwash qui correspond au transfert d'un volume d'eau de mer vers le domaine rétrolittoral par overwash, généralement lié au passage d'une vague, d'un événement d'overwash qui correspond à une succession d'écoulements d'overwash lorsque les conditions météo-océanographiques requises pour la submersion de la barrière sont présentes. Un dépôt de washover est donc constitué de couches mises en place par des écoulements d'overwash successifs au cours d'un événement. Un dépôt de washover, une fois mis en place, peut être réactivé par un overwash suivant la même année ou parfois plusieurs années après.

Au cours d'un événement d'overwash, les niveaux d'eau maximum augmentent progressivement, en raison de l'augmentation progressive de la surcote liée à la tempête ou en raison de l'élévation progressive liée à la marée (Orford et Carter, 1982 ; Matias et Masselink, 2017). Orford et Carter (1982) distinguent trois phases dans la dynamique de l'overwash et du dépôt du washover au cours d'un événement d'overwash (Fig. 1.23) :

- (1) Au début d'un événement, les écoulements d'overwash sont modérés, puisque le *runup* maximum dépasse à peine l'altitude de la dune, de la berme ou de la brèche. Par conséquent la profondeur d'eau de l'écoulement est faible, la durée de l'écoulement peut être très courte et la distance de pénétration de l'écoulement dans les terres est très limitée. Les sédiments constituant la plage et le front de dune ou de berme sont saturés d'eau de mer, le jet de rive monte jusque sur la crête de la dune mais ne pénètre pas sur la pente en arrière de la crête. L'eau percole sur la crête et le dépôt des sédiments transportés par le jet de rive est confiné à la crête. La sédimentation se fait donc par *overtopping*, ce qui permet l'accrétion de sédiments sur la crête de la dune ou de la berme ou dans la brèche ou la gorge. Si l'événement se limite à la sédimentation par *overtopping* avant que le niveau d'eau en mer ne

diminue à nouveau, la brèche peut se colmater, ce qui limite les processus d'overwash dans le futur.

- (2) Si le niveau d'eau continue à augmenter en mer, les écoulements d'overwash deviennent plus importants (augmentation de leur durée, profondeur d'eau et distance de pénétration vers les terres). La crête de la dune ou de la berme est saturée en eau et la percolation de l'écoulement et donc la sédimentation ne commence que sur la pente en arrière de la crête. Lors de cette phase, la crête de la dune subit de l'érosion.

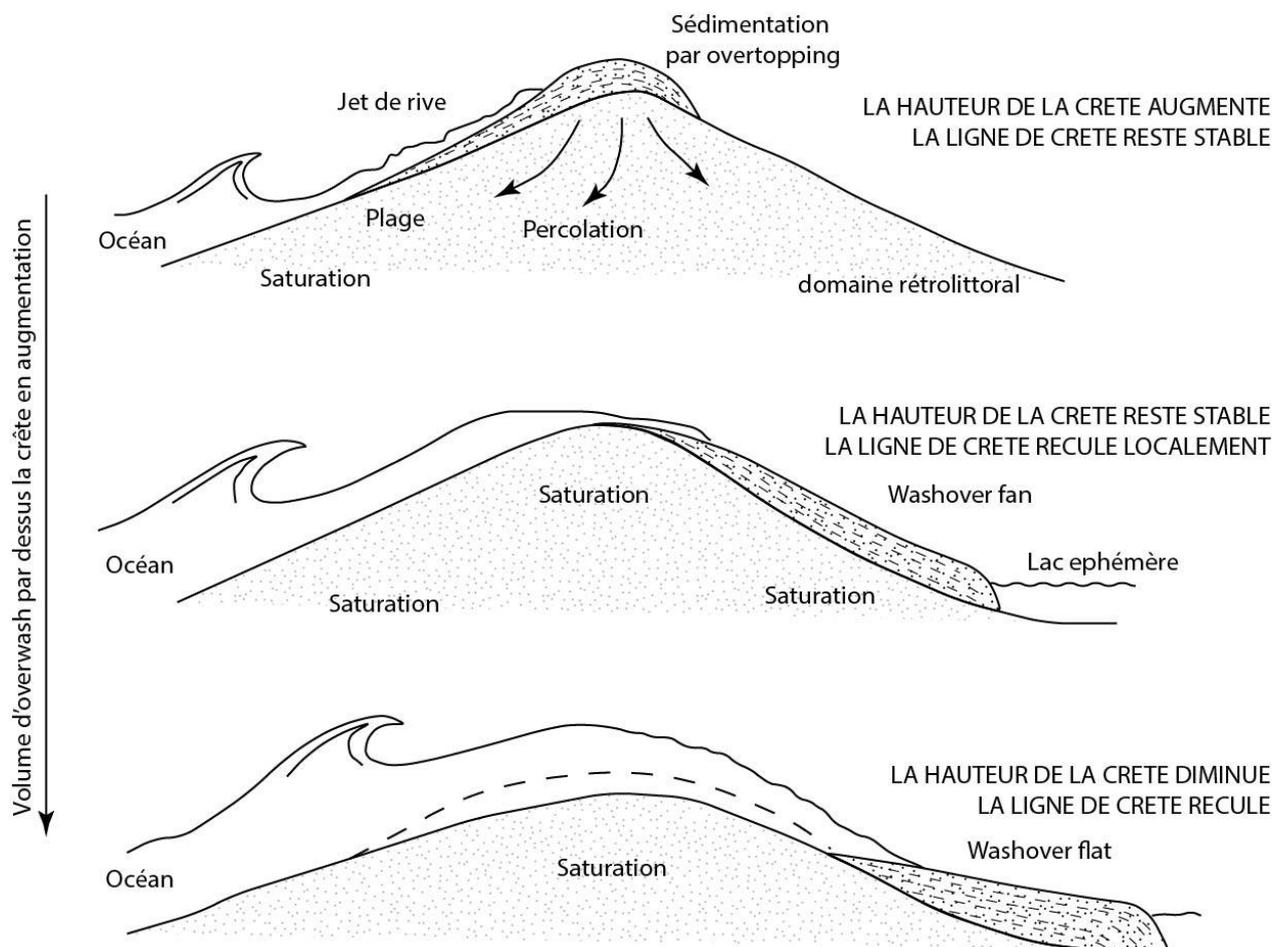


Figure 1.23. Phases successives dans l'overwash de la barrière et réponse morpho-sédimentaire, dépendant de l'élévation du niveau d'eau en mer par rapport à la hauteur de la crête de la barrière (modifié d'après Orford et Carter, 1982).

- (3) Avec un niveau d'eau toujours en augmentation en mer, les écoulements d'overwash prennent toujours plus d'ampleur et permettent le dépôt de sédiments en arrière de la dune dans le domaine rétro littoral. L'érosion de la dune est aussi plus importante.

Lorsque les niveaux d'eau commencent à diminuer après le pic de surcote ou la marée haute en mer, l'amplitude des écoulements d'overwash diminue et la sédimentation se décale à nouveau vers de domaine proximal, jusqu'à être confiné à la crête du washover. Quand le niveau est suffisamment bas en mer, l'évènement d'overwash cesse. La sédimentation par overwash sur le dépôt de washover ne reprendra que lors de l'évènement d'overwash suivant.

Au cours d'un évènement d'overwash, la profondeur d'eau des écoulements d'overwash détermine la colonne d'eau disponible pour la génération de courants et le transport de sédiment vers les terres (Morton et Sallenger, 2003) et donc la charge sédimentaire transportée par l'overwash ainsi que le taux de transport de sédiment par l'overwash (Matias et al., 2016).

Entre deux évènements d'overwash, la surface du dépôt est susceptible d'être remaniée. Deery et Howard (1977) distinguent la phase active du dépôt de washover qui se caractérise par la mise en place du dépôt par couches successives lors des évènements d'overwash et la phase passive entre deux évènements d'overwash où le dépôt subit un remaniement par les processus éoliens, biologiques (bioturbation par les plantes ou les animaux, fixation du sable éolien par la recolonisation par la végétation), de ruissellement des eaux de pluie, tidaux (si le dépôt se fait au moins en partie dans une lagune), ou par l'action de l'homme (Deery et Howard, 1977 ; Sedgwick et Davis, 2003 ; Bentley et al., 2002, 2006). Le dépôt de washover ou la brèche peuvent éventuellement évoluer en passe de marée après la mise en place du dépôt, sur les barrières à influence mixte (marée et vagues) de faible énergie (Davis et al., 1989 ; Chaumillon et al., 2014).

1.2.2.5. *Architecture interne et sédimentologie des dépôts de washover*

La base du dépôt de washover peut être identifiée par le contraste entre ses caractéristiques sédimentaires et celles du sédiment sous-jacent. La nature de ce contraste varie selon l'environnement de dépôt (qui détermine les caractéristiques des sédiments

sous-jacent ; Wang et Horwitz, 2006) et selon la source des sédiments constituant le dépôt de washover. Les sédiments constituant les dépôts de washover sont généralement sableux ou plus rarement, plus grossiers (e.g., Orford et Carter, 1982, 1984 ; Forbes et al., 1991 ; Lindhorst et Schutter, 2014). Les sédiments constituant le dépôt de washover sont des produits de l'érosion par les vagues, provenant de la dune, de la plage, de la zone intertidale et de l'avant côte selon le degré d'exposition aux vagues, ou d'érosion de la dune ou du domaine rétrolittoral par l'overwash (Hawkes et Horton, 2012 ; Pilarczick et al., 2014). Quand le dépôt de washover se met en place en domaine émergé, il est possible d'observer une surface d'érosion à la base du dépôt (Wang et Horwitz, 2006). Si le milieu était végétalisé avant la mise en place du dépôt, la base du dépôt peut être identifiée par la présence de brins d'herbe enfouis, parfois couchés par l'écoulement d'overwash, le fort contraste de couleur (foncée pour les sédiments sous-jacents et plus claire pour les sédiments du washover) reflétant une différence de concentration en matière organique, ainsi que la présence de racines dans l'ancien sol (e.g., Hawkes et Horton, 2012). Tillmann et Wunderlich (2013) ont observé un contraste granulométrique entre les dépôts de la base du washover très grossiers (galets) et les sédiments sous-jacents (sable). Leatherman et Williams (1977) ont observé une couche très concentrée en minéraux lourds, interprétée comme la surface de l'environnement de dépôt, juste avant la mise en place du dépôt de washover (la forte concentration de minéraux lourds serait générée par l'action du vent qui n'emporte que les particules les plus légères, et donc, à taille de grain équivalente, ce sont les grains de quartz moins denses qui sont emportés). En bordure de lagune, Wang et Horwitz (2006) ont observé un tapis d'algues et des herbes enfouies à la base du dépôt. Quand le washover pénètre dans la lagune, il est possible d'identifier la base du dépôt par le contraste granulométrique entre le sable du washover et les sédiments argilo-silteux de la lagune (Timmons et al., 2010) ou par le contact tangentiel des couches de dépôt du washover sur le fond de la lagune (Wang et Horwitz, 2006).

De manière générale, les dépôts de washover se mettent en place sous la forme d'un prisme qui s'affine depuis la brèche vers l'extrémité du dépôt, variant de plusieurs m d'épaisseur dans la zone proximale à quelques cm d'épaisseur à son extrémité distale. Ce profil idéal d'épaisseur peut être perturbé localement par des obstacles qui n'auraient pas

été érodés par les premiers écoulements d'overwash (Wang et Horwitz, 2006). Lorsque le dépôt pénètre jusque dans la lagune située en arrière de la barrière, le dépôt peut également être très épais à l'entrée de la lagune pour ensuite s'affiner à nouveau.

Les dépôts washover sont généralement constitués de couches sableuses superposées subhorizontales. Ces couches peuvent prendre un pendage allant jusqu'à 4-5° dans la partie terminale du dépôt (Schwartz, 1982). Lorsque le dépôt se met en place dans le domaine subaquatique (la lagune), les couches peuvent se déposer selon un angle allant jusqu'à 30° (e.g., Schwartz, 1982 ; Neal et al., 2003). Lors d'un évènement de submersion, la surcote peut éventuellement se propager dans la lagune, ou le niveau d'eau de la lagune peut augmenter par les apports d'eau de mer, par les overwash successifs. Neal et al. (2003) ont observé une évolution dans le style de dépôt des sédiments de washover au fur et à mesure de l'évolution du niveau d'eau dans le bassin en arrière du cordon dunaire. Au début de l'évènement, le domaine rétrolittoral est sec, les dépôts se terminent en un biseau régulier. Lorsque la surcote se propage dans la lagune, le niveau d'eau augmente dans le domaine rétrolittoral et l'extrémité du dépôt se fait sous la forme d'un delta. Lorsque le niveau d'eau diminue en fin d'évènement, les sédiments se déposent à nouveau sous la forme d'un biseau.

Une large gamme de structures sédimentaires a pu être observée à la surface de dépôts de washover, allant des structures de régime d'écoulement inférieur aux structures caractéristiques d'un régime d'écoulement supérieur, comprenant :

- Des antidunes (Schwartz, 1982 ; Barwis et Hayes, 1985 ; Horwitz, 2008) ;
- Des marques rhomboïdales (Morton, 1978 ; Schwartz, 1982) ;
- Des lits plans (e.g., Schwartz, 1982) ;
- Des barres de faible amplitude (Schwartz, 1982) ;
- Des rides asymétriques, principalement linguoïdes (Schwartz, 1982) ;
- Des petits chenaux (e.g., Schwartz, 1982) ;

L'occurrence de ces structures à la surface du dépôt se traduit dans le dépôt sous la forme de différents litages:

- Des laminations subparallèles dont l'épaisseur varie entre quelques mm et quelques cm, qui sont parfois soulignées par la présence de minéraux lourds (e.g., Deery et

Howard, 1977 ; Leatherman et al., 1977 ; Leatherman et Williams, 1977, 1983 ; Schwartz, 1982 ; Hennessy et Zarrillo, 1987 ; Baumann et al., 2017b).

- Des litages obliques subparallèles (avec laminations obliques ; Deery et Howard, 1977 ; Schwartz, 1982 ; Hennessy et Zarillo, 1987) ou obliques et entrecroisées (Deery et Howard, 1977 ; Nielsen et al., 2009) orientées vers l'aval du courant indiquent la présence de rides de courant et de micro barres
- Des laminations obliques orientées vers l'amont par rapport au courant, indiquent la présence d'antidunes (Schwartz, 1982 ; Barwis et Hayes, 1985).
- Les laminations parallèles sont parfois affectées par des surfaces d'érosion, elle-même comblées par des laminations obliques (Lindhorst et al., 2008 ; Tillman et Wunderlich, 2013) indiquent la présence de micro-chenaux.

Ces litages sédimentaires sont caractéristiques à la fois des régimes d'écoulement inférieurs (rides, micro-barres) et des régimes de courant supérieurs (lits plans parallèles, antidunes ; Chamley, 1987). Bien que les lits plans subparallèles soient les structures majoritairement observées dans les dépôts de washover, l'occurrence des autres litages témoignent des variations de courant au cours d'un écoulement d'overwash et au cours des écoulements d'overwash successifs caractérisant un évènement d'overwash (Schwartz, 1982).

À l'échelle des lamines, mises en place lors des écoulements d'overwash par les vagues successives (Leatherman et Williams, 1983), un granoclassement normal ou inverse peut être observé (Schwartz, 1975, 1982 ; Leatherman et Williams, 1983 ; Sedgwick et Davis, 2003 ; Morton et al., 2007 ; Switzer et Jones, 2008 ; Phantuwoongraj et al., 2008, 2013). Le granoclassement normal est le plus couramment observé dans le corps principal du dépôt de washover, tandis que le granoclassement inverse est plus généralement observé dans la gorge et la partie proximale du dépôt (Phantuwoongraj et al., 2013). Phantuwoongraj et al. (2013) ont proposé que les granoclassement inverses étaient plutôt associés à un transport et dépôt sur une pente plus importante et par un écoulement très concentré en particules sédimentaires, tandis que le granoclassement normal était plutôt restreint à un dépôt sur une pente faible et uniforme par un écoulement faiblement concentré en particules sédimentaires. Un granoclassement normal serait le produit le plus commun résultant d'une

sédimentation par décantation avec un tri des particules en fonction de leur taille si celles-ci ont la même densité (Leatherman et Williams, 1983). Cependant divers mécanismes peuvent produire un granoclassement inverse, en particulier si le sédiment est constitué de grains de granulométrie et de densité variable :

- Leatherman et Williams (1983) proposent que si un mélange de grains de quartz grossiers et de grains de minéraux lourds un peu plus fins se dépose initialement sans tri, le passage d'un écoulement suivant sur la surface du dépôt permet au grains de minéraux lourds plus petits de se frayer un chemin entre les grains de quartz et de migrer à la base de la lamine après son dépôt.
- Les grains de minéraux lourds plus denses peuvent se déposer avant les grains de quartz, et le tri se fait par la différence de densité des minéraux (Sedgwick et Davis, 2003).
- Le transport des grains se faisant majoritairement à la base de l'écoulement par traction, un tri dynamique peut se faire pendant le transport, les grains grossiers roulant préférentiellement sur les grains plus fins (Morton et al., 2007).

De manière générale, la taille des grains au sein d'un dépôt de washover a tendance à diminuer de la partie proximale du dépôt vers son extrémité distale (e.g., Leatherman et Williams, 1977). Cependant, cette tendance générale peut être perturbée par le fonctionnement des structures sédimentaires à la surface du dépôt (Schwartz, 1982), et plus particulièrement par le fonctionnement des micro-chenaux de drainage des écoulements d'overwash, fonctionnant principalement à la fin d'un écoulement où l'on peut fréquemment trouver des grains en moyenne plus grossiers que dans le reste du dépôt (Deery et Howard, 1977).

1.2.2.6. Variabilité de l'enregistrement en fonction des processus générateurs du niveau d'eau extrême

Les dépôts de washover sont généralement mis en place lors de l'overwash de la barrière par les vagues successives, en conditions de tempête. Cependant, d'autres

processus peuvent être à l'origine de l'overwash et du dépôt de washover, tels que les marées exceptionnelles de vives eaux ou des conditions de vagues fortes sans tempête affectant une barrière de faible altitude (Matias et al., 2010 ; Weil et al., 2012), ou par des tsunamis (e.g., de Lange et Moon, 2007 ; Wassmer et al., 2010 ; Schneider et al., 2014). La distinction des processus océaniques à l'origine des dépôts de washover dans les archives sédimentaires fait encore débat aujourd'hui (e.g., Dawson et Shi, 2000 ; Nanayama et al., 2000 ; Goff et al., 2004, 2012, 2016 ; Tuttle et al., 2004 ; Kortekaas et Dawson, 2007 ; Pilarczyk et al. 2014 ; Costa et al., 2017). La comparaison de dépôts de tsunamis et de dépôts de tempête a permis d'identifier quelques critères de distinctions (e.g., Morton et al., 2007 ; Tab. 1.2). Les différences dans les caractéristiques sédimentaires des dépôts peuvent s'expliquer par des différences dans l'hydrodynamique de l'écoulement de submersion à terre résultant de tsunamis ou de tempêtes (nombre de vagues, hauteur d'eau, turbulence... ; Morton et al., 2007 ; Tab. 1.3). Cependant d'autres travaux tels que ceux de Soria et al. (2017) montrent que les critères de distinctions sédimentaires ou morphologiques (comme l'épaisseur ou la distance de pénétration dans les terres du dépôt) ne permettent pas forcément de distinguer les processus océaniques à l'origine des dépôts, car de nombreux paramètres morphologiques et sédimentaires sont également très dépendantes des caractéristiques locales des sites affectés (exposition aux différents aléas, bathymétrie de l'avant côte et de la côte, présence, morphologie et nature des barrières littorales, topographie du domaine rétro littoral...). L'analyse du contenu en foraminifères et diatomées dans les dépôts de washover permet éventuellement d'obtenir des informations sur l'origine des sédiments constituant le dépôt, qui peut varier selon la profondeur d'action des vagues qui ont mis en place le dépôt (Pilarczyk et al., 2014). En effet, la profondeur d'action des vagues de tsunami de très longue période est plus importante que celle des vagues de tempête de plus petite période. Cependant, la distinction entre les dépôts de petits tsunamis et de cyclones tropicaux majeurs peut rester extrêmement difficile.

Ce type de verrou (distinction des processus hydrodynamiques forçant) peut être débloqué par l'identification des caractéristiques sédimentologiques et morphologiques des dépôts de washover résultant des différents processus hydrodynamiques et de la

morphologie des sites. Pour cela, une approche croisée entre mesures in-situ des processus hydrodynamiques et sédimentaires, modélisations hydrodynamiques, morphodynamiques et sédimentaires et caractérisation fine de la sédimentologie des dépôts résultants, permettrait de mieux comprendre les processus physiques à l'origine de chaque caractéristique sédimentaire des dépôts de washover. Ce type d'approche croisée peut aussi permettre de mieux comprendre les conditions météo-océaniques incidentes nécessaire à l'occurrence d'un évènement d'overwash, et ainsi de mieux identifier les scénarios générateurs d'une submersion marine.

Deposit characteristic	Tsunami	Coastal storm	Both
<i>Trench scale (m)</i>			
Maximum clast size	Boulders	Boulders	Source dependent, both capable of moving large clasts
Internal mud layers	May be present	Not reported	
Vertical grading of entire deposit	Normal or no grading, rare inverse grading	Normal or inverse grading	
Lateral grading	Inland fining	No trend or inland fining	
Sorting			May be well or poorly sorted, poor sorting associated with rapid deposition
Average deposit thickness	Usually <25 cm	Commonly >30 cm	Depends on cross-shore position and topography
Sedimentary structures	None or rare laminae	Planar laminae, some foresets	Can be homogeneous
Number of layers/laminasets	Few	Many	
Rip-up clasts	Common	Rarely present	Possible with underlying cohesive layer
Basal contact			Abrupt, may be erosional or depositional
Shell lamina	Not likely	Common	Source dependent
Heavy mineral lamina			Source dependent
Possible associated features	Potential earthquake features (buried soils, liquefaction structures)	Potential slope wash, debris flows, eolian deposits	
<i>Transect scale (100s m)</i>			
Cross-shore geometry	Commonly broad thin drapes, tabular or landward thinning	Commonly narrow thick deposits, abrupt landward thinning	
Landscape conformity	Mimics landscape	Fills lows and levels landscape	Affected by antecedent topography
Extent of subaerial erosion or bypass zone	Typical 75 m, maximum 125 m	Typically absent, maximum 100s m	
Inundation distance			Highly variable
Landward limit of deposit	Commonly 400 m, maximum open coast 1000 m, maximum river or estuary 5 km	Commonly 200 to 400 m, maximum 1600 m	Depends on coastal plain slope
Distance between deposit and wrack line	10s of meters	100s to 1000s of meters	
Deposit elevation	Commonly >5 m	Commonly <4 m	
<i>Sub-regional scale (10s km)</i>			
Longshore extent	Typically 50 km, rare 1000s km	Typically 200 km, rare 1000s km	Depends on event size and location
Lateral continuity	Patchy to extensive	Extensive to patchy	Highly variable

Tableau 1.2. Différences dans les caractéristiques physiques typiques des dépôts sédimentaires engendrés par les tsunamis ou les tempêtes (Morton et al., 2007).

Les mesures in-situ lors d'un tsunami ou d'une forte tempête pouvant se révéler logistiquement très compliquées, les approches de modélisation peuvent permettre d'obtenir des informations sur les différents processus. Matias et al. (2010) ont souligné la très faible quantité d'études croisant observations géomorphologiques et sédimentaires des dépôts avec des mesures in-situ ou la modélisation des processus hydrodynamiques côtiers en conditions de tempête (Fisher et al., 1974 ; Fisher et Stauble, 1977 ; Leatherman, 1977 ; Leatherman et Zaremba, 1987 ; Holland et al., 1991 ; Bray et Carter, 1992 ; Matias, 2006 ; Baldock et al., 2008 ; Donnelly, 2008 ; Matias et al., 2010, 2014, 2016).

Flow characteristic	Tsunami	Coastal storm	Both
Length of coast impacted	10–10,000 km	100–600 km	Local tsunamis and storms can affect similar lengths of coastline
Deepwater wave height	<0.5 m ^a	>5 m	
Nearshore wave height and period	10–20 m, 100–2000 ^a s	<10 m, 10–25 s	
Potential wave-runup heights	Most are 10s of meters, can be a few hundred meters	A few meters	Tsunamis and storms that are only moderately intense can have similar runup elevations
Number of overland waves	Normally <10	Normally >1000	
Inundation depth	0–20 m	<5 m	
Active flow duration	Minutes to hours	Hours to days	Some tsunamis and storms may have similar flood durations
Overland floodwater velocity	<20 m/s	<5 m/s	
Flow directions			Mostly shore normal, can be locally variable
Flow-direction change	Alternating runup and return flow during event	Return flow only at end of the event	
Boundary-layer structure	Entire water column	Current boundary layer	
Influence of wind stress	Not a factor	Increases water velocities and surge heights	
Sediment transport mechanism	Mostly suspension, some traction	Mostly traction, some suspension	
Phases of flooding	Repeated rapid rise and fall	Gradual initial rise, rapid intermediate rise, gradual fall	
Event frequency	Moderately frequent locally and globally	Frequent locally and globally	

Tableau 1.3. Différences dans les caractéristiques physiques des écoulements associés aux tsunamis et aux tempêtes (Morton et al., 2007).

1.2.3. Signature distale des submersions en milieu rétrolittoral

1.2.3.1. Domaine de la paléotempéologie

Les côtes du Golfe du Mexique et atlantiques américaines sont très exposées aux aléas liées aux cyclones tropicaux et tempêtes extratropicales (Fig. 1.24; Masselink et van

Heteren, 2014). L'exposition de ces côtes de basse altitude et très peuplées, exposées à l'aléa naturel des submersions marines a motivé les efforts de recherche pour mieux comprendre l'enregistrement sédimentaire des submersions marines sur les côtes américaines (e.g., Liu et Fearn, 1993, 2000a, b ; Fitzgerald et al., 1994 ; Goodbred et Hine, 1995 ; Nyman et al., 1995 ; Bravo et al., 1997 ; Roman et al., 1997 ; Orson et al., 1998 ; Hippensteel et Martin, 1999 ; Collins et al., 1999 ; Donnelly et al., 2001a, b, 2004 ; Bentley et al., 2002 ; Scott et al., 2003 ; Keen et al., 2004).

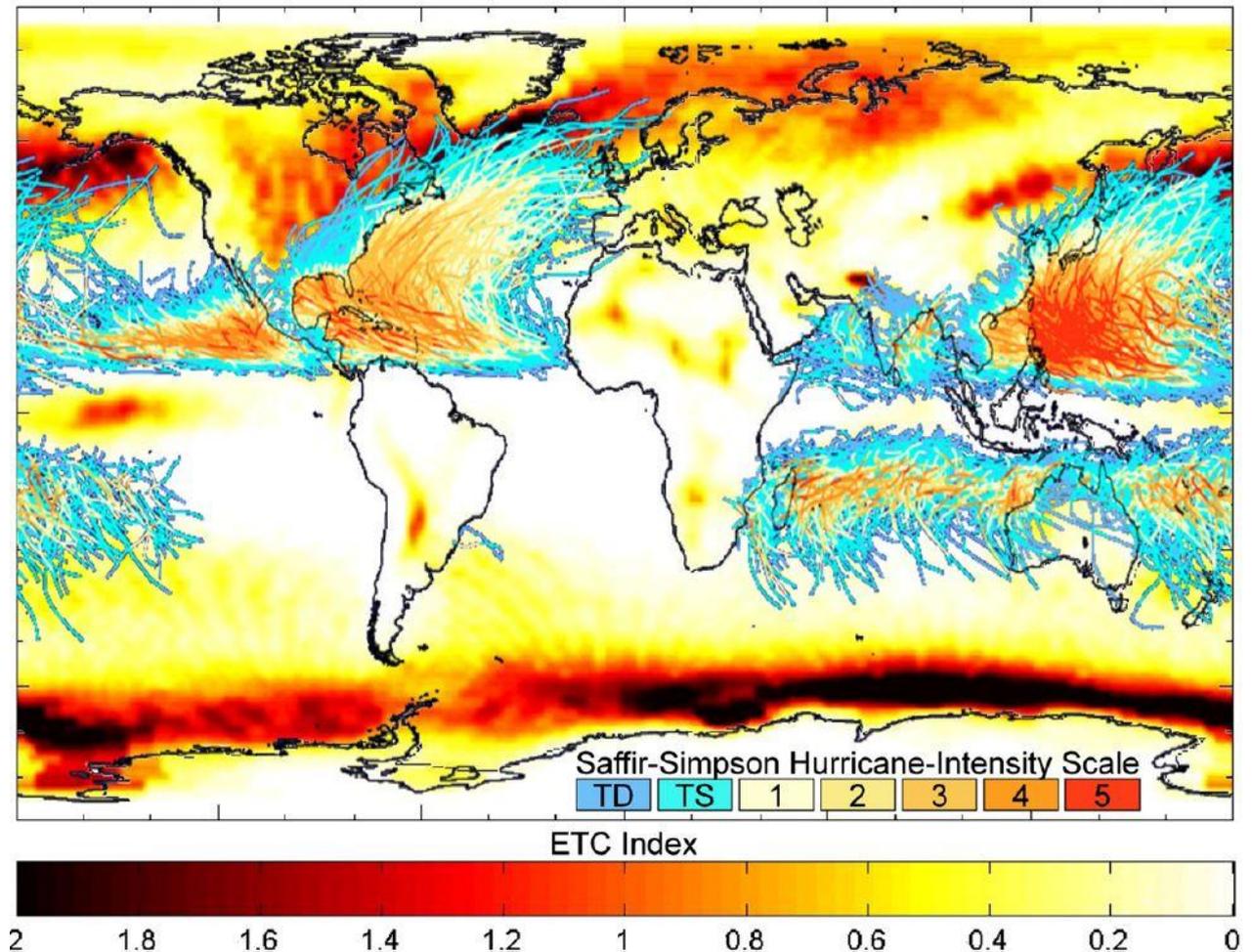


Figure 1.24. Trajectoires des cyclones tropicaux observées durant les 150 dernières années (http://eoimages.gsfc.nasa.gov/images/imagerecords/7000/7079/tropical_cyclone_map_lrg.gif), superposées à la carte des fréquences globales des cyclones extratropicaux pour la période 1961-1998 (<http://data.giss.nasa.gov/stormtracks/>). Sur l'échelle de Saffir-Simpson, TD et TS réfèrent respectivement à Tropical Depression et Tropical Storm. L'échelle utilisée pour la fréquence des cyclones extratropicaux représente le pourcentage de temps où un centre de basse pression (i.e., une tempête) a été observé dans la zone considérée entre 1961 et 1998. (Masselink et van Heteren, 2014).

Un certain nombre d'étude a permis la mise en évidence d'enregistrements de submersions marines passées contenus dans les séquences sédimentaires de lagunes ou lacs côtiers (e.g., Liu et Fearn, 1993, 2000a, b ; Liu et al., 2003) ou de marais salés côtiers (Liu et Fearn, 2000a, Donnelly et al., 2001a, b ; Donnelly et Webb, 2004), protégés par une barrière sableuse. L'enregistrement de ces évènements de submersion consistait principalement en des couches sableuses pauvres en matière organique d'origine allochtone mises en place par submersion marine (overwash de la barrière sableuse et dépôt en domaine rétrolittoral sous la forme d'un washover), intercalées dans des sédiments autochtones plus fins riches en matière organique (e.g., Liu, 2004). L'identification des niveaux mis en place par les submersions marines, par les anomalies granulométriques, a parfois été complétée par l'observation de microfossiles d'origine marine (Gathen, 1994 ; Li, 1994 ; Fearn et Liu, 1995 ; Zhou, 1998 ; Collins et al., 1999 ; Hippensteel et Martin, 1999 ; Liu et al., 2003 ; Lu et Liu, 2003 ; Scott et al., 2003). L'ensemble de ces études a fait émerger un domaine d'étude inédit : la paléotempestologie (Liu, 2004), qui consiste à identifier les niveaux sédimentaires mis en place par les évènements de tempête dans des séquences sédimentaires côtières rétrolittorales, puis à dater ces séquences sédimentaires afin de reconstruire l'historique des évènements des tempête majeures ayant touché une portion de littoral. Ce domaine d'étude, bien que s'intéressant en premier ordre aux paléo tempêtes, peut aussi largement s'appliquer aux paléosubmersions puisque la plupart des marqueurs d'anciennes tempêtes résultent de la submersion des domaines rétrolittoraux.

1.2.3.2. Variabilité de la signature sédimentaire des submersions marines en domaine distal et proxies utilisés

Bien que les dépôts de washover décrits dans la partie 1.1.2. constituent une signature sédimentaire de submersion marine relativement facilement identifiable, leur distribution au long de la côte étant généralement discrète et non uniforme et leur extension dans les terres très limitée, leur utilisation dans la reconstruction d'un historique de paléo-submersions est limitée. Cependant la submersion du domaine rétrolittoral engendre aussi le dépôt de sédiments plus fins, dont la distribution dans la zone submergée

au long de la côte est plus uniforme que celle des dépôts de washover et dont l'extension à l'intérieur des terres est plus importante. L'identification, par l'analyse de carottes sédimentaires, de ces dépôts qui ne font généralement que quelques mm à quelques cm d'épaisseur, peut notamment permettre une reconstruction plus complète des événements de paléo-submersions que la recherche de dépôts de washover, toujours via des carottes. Ces dépôts distaux plus fins représentent l'extrémité distale des dépôts de washover sableux ou des dépôts boueux mentionnés ci-dessus.

1.2.3.2.1. Anomalie granulométrique

La plupart des sites d'étude investigués dans le cadre des paléosubmersions sont des lacs, lagunes et marais salés côtiers protégés par une barrière sableuse. L'objectif y est de retrouver des couches sableuses et des dépôts de washover mis en place par overwash de la barrière lors de paléosubmersions, dans le domaine rétrolittoral (Liu, 2004). Ces couches sableuses sont généralement identifiées dans des carottes, visuellement, sur des radiographies, par analyses granulométriques ou par perte au feu (qui est une analyse permettant de déterminer les proportions relatives de matériel détritiques, de matériel organique et d'eau dans un échantillon sédimentaire) (Liu, 2004).

Bien que les proxies granulométriques aient prouvé leur efficacité pour reconstruire les événements de paléosubmersions (e.g., Liu and Fearn, 1993, 2000a, b ; Donnelly et al., 2001a ,b), cette méthode comprend tout de même quelques limites :

- L'identification des niveaux de submersion par les anomalies granulométriques implique la présence d'une barrière sableuse sur la zone étudiée, ce qui limite largement la diversité des sites d'études, étant donné que de nombreuses côtes basses dans le monde, vulnérables au risque de submersion marine ne sont pas protégées par de telles barrières (e.g., Goodbred et Hine, 1995 ; Fig. 1.25). Plusieurs études ont montré que les submersions marines de tempête pouvaient considérablement contribuer à la sédimentation et à l'accrétion dans les marais salés côtiers, sans pour autant que les sédiments amenés par la submersion marine ne présentent des caractéristiques granulométriques différentes des sédiments

autochtones (e.g., Stumpf, 1983 ; Baumann et al., 1985 ; Rejmanek et al., 1988 ; Stevenson et al., 1988 ; Conner et al., 1989 ; Reed, 1989 ; Goodbred et Hine, 1995).

- Williams (2009) a observé que le dépôt résultant de la submersion marine liée à l'ouragan Rita dans un marais salé du Sud-Ouest de la Louisiane était principalement sableux dans sa partie proximale, tandis que vers l'intérieur des terres les proportions de sable et d'argile diminuaient et augmentaient respectivement, et ne consistait plus qu'en un drapage argileux à l'extrémité distale du dépôt.

L'utilisation des proxies granulométriques n'est possible que dans la zone des dépôts grossiers à moyens (Fig. 1.19, 1.25). La position de cette limite de dépôt sableux pour un site donné varie en fonction de la magnitude des événements de submersion (Liu, 2004).

Ainsi, même si un site caractérisé par la présence d'une barrière sableuse a subi des événements de submersion marine, la signature de ces submersions n'est pas forcément identifiable par une anomalie granulométrique. Si le site n'est affecté que par une petite surcote, les courants d'overwash générés sont faibles et ne sont pas capables de transporter du sable vers le domaine rétrolittoral, ou seulement sur une distance très limitée. Dans ce cas, seuls des sédiments fins provenant de l'estran ou de l'avant côte sont transportés dans le domaine rétrolittoral et peuvent ne pas être distinguables granulométriquement des sédiments fins autochtones au domaine rétrolittoral (Collins et al., 1999).

L'évolution paléoenvironnementale du site considéré doit être prise en compte dans les reconstructions de paléo-submersions marines.

- Selon que le site considéré soit dans un régime transgressif ou régressif, la position du trait de côte peut avoir changé avec le temps (e.g., Otvos, 1999). Pour deux submersions de magnitude similaires, une migration conséquente (> 100 m) dans le temps de position du trait de côte aura pour effet de décaler les limites de dépôt des différentes catégories de sédiments liés aux submersions sans que la raison ne soit liée à une différence d'intensité des submersions.

- Un dépôt de submersion marine dans une lagune protégée par une barrière sableuse peut aisément être confondu avec un dépôt sableux lié au fonctionnement d'une passe de marée (delta de flot par exemple). Or la position des passes de marée peut beaucoup changer au cours du temps (e.g., Chaumillon et al., 2014), et même si on prend la précaution de choisir le site d'étude loin d'une passe de marée au moment de l'étude, il se peut que dans le passé, il y ait eu une passe de marée à cet endroit, ou à proximité (e.g., Otvos, 1999 ; Scott et al., 2003). De même, dans beaucoup de cas de lagunes fermées et lacs côtiers, il y avait une ancienne communication avec l'océan par un chenal, qui a pu se combler (e.g., Otvos, 1999). Il est donc très important de prendre en compte l'histoire paléoenvironnementale du site étudié pour éviter toute confusion entre des dépôts de submersion marine et des dépôts de sédiments grossiers résultant d'autres processus (e.g., Otvos, 1999 ; Liu, 2004).
- La présence de sédiments grossiers dans un domaine rétrolittoral caractérisé par une sédimentation autochtone de faible énergie n'est pas forcément due aux processus d'overwash de la barrière résultant d'une tempête. En effet, ces dépôts de sédiments grossiers peuvent aussi être imputés à l'action du vent qui peut transporter du sable issu de la barrière vers les domaines rétrolittoraux, au ruissellement des eaux de pluie de la barrière vers le domaine rétrolittoral, à l'action des courants de marée, et en particulier à proximité des passes de marée (e.g., Delaney et Devoy, 1995 ; Otvos, 1999).

1.2.3.2.2. Fossiles d'origine marine

Les sédiments de l'avant-côte et de la côte sont en grande partie composés de matériel détritique terrigène, mais sont aussi le milieu de vie d'un grand nombre d'organismes. Lors d'une submersion, ce matériel d'origine biologique est transporté dans les terres avec les particules terrigènes. Les dépôts de submersion marine en domaine

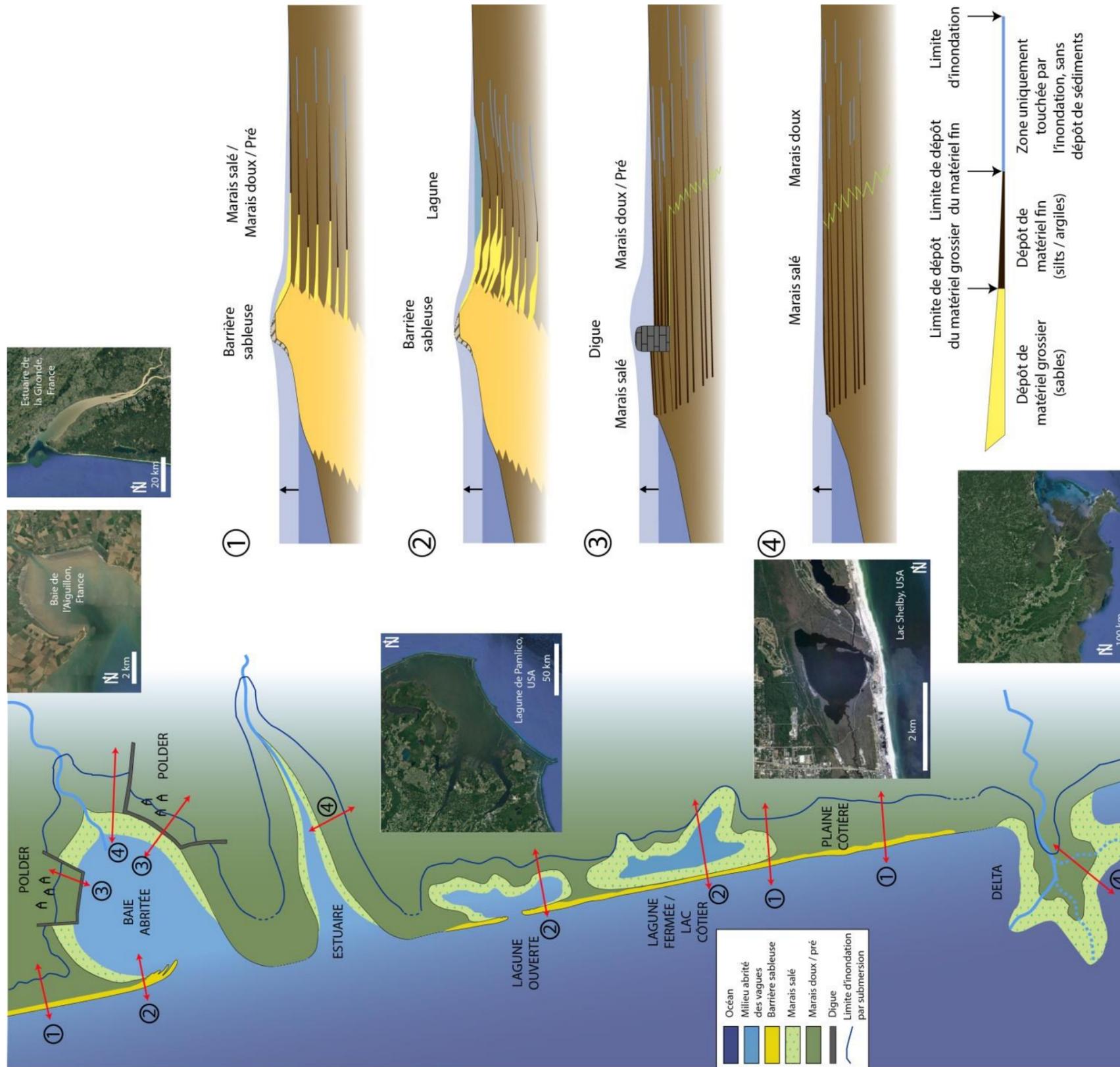


Figure 1.25. La variabilité de la signature sédimentaire des submersions marines en termes de granulométrie des dépôts est dépendante de la configuration morphologique du site étudié par la présence ou absence de barrière littorale, la nature de la barrière littorale et la topographie du domaine rétro littoral (les photographies aériennes exemples des différents environnements proviennent de Google Earth).

rétrolittoral contiennent donc aussi des fossiles et microfossiles d'origine marine. L'utilisation de ces fossiles d'origine marine peut permettre de s'affranchir en partie des limites liées aux analyses granulométriques citées ci-dessus, en permettant la distinction des niveaux sédimentaires (1) mis en place dans le domaine rétrolittoral entre les événements de submersion par la marée, le vent ou le ruissellement des eaux de pluie ; ou (2) provenant du milieu marin ouvert et apportés lors d'un événement de submersion marine par overwash.

Les foraminifères qui sont des organismes unicellulaires (formant un test généralement calcaire), ne vivent que dans les eaux salées. La répartition des espèces de foraminifères dépend en partie de la salinité et des conditions hydrodynamiques du milieu (Murray, 1979). Ainsi, les espèces vivant dans les lagunes sont différentes des espèces vivant dans le milieu marin ouvert.

Hippensteel et Martin (1999) ont identifié des dépôts sédimentaires résultant de submersions marines dans un marais salé rétrolittoral grâce à la présence de tests de foraminifères vivant dans le domaine marin ouvert. D'un point de vue granulométrique, les niveaux sédimentaires contenant ces foraminifères marins étaient dans certains cas constitués de sable très fin intercalés dans des sédiments argilo-silteux autochtones, et dans d'autres cas constitués de sable grossier et intercalés dans une unité sableuse grossière elle-même aussi autochtone. Dans ce deuxième cas, la distinction de plusieurs événements uniquement par les variations granulométrique était impossible, mais l'utilisation des foraminifères a permis l'identification d'événements distincts contenus dans une même unité sableuse.

Collins et al. (1999), ont étudié la signature sédimentaire de l'Ouragan Hugo (1989) sur deux sites protégés par une barrière sableuse, tous deux submergés par cet événement mais affectés par une surcote d'intensité différente. Dans le site se situant sur le point d'impact de l'ouragan sur la côte, la signature sédimentaire de l'ouragan correspondait à une couche sableuse de 8 cm d'épaisseur, contenant des espèces de foraminifères marins ; intercalée dans des sédiments fins contenant des espèces de foraminifères agglutinés, typiques des marais côtiers salés. Dans le site plus éloigné du point d'impact, et donc affecté par une surcote moins importante de, 3 à 4 m, les sédiments déposés par la submersion résultant de l'ouragan étaient fins et ne n'étaient pas identifiables par une anomalie

granulométrique, mais seulement par la présence de foraminifères issus du milieu marin ouvert. Cette étude a mis en évidence que la signature sédimentaire d'un évènement submersion lié à une tempête peut être variable au long d'une côte et peut dépendre de l'importance de la surcote ; mais aussi que cette signature n'est pas forcément identifiable par une anomalie granulométrique, même sur un site protégé par une barrière sableuse, et que l'utilisation des microfossiles (les foraminifères dans ce cas) permet de retrouver la signature sédimentaire d'un évènement de submersion marine.

La présence de foraminifères marins dans les dépôts de submersion marine n'est pas systématique, comme en témoignent les observations de Horton et al. (2009) par exemple. L'absence de foraminifères peut être une signature de la submersion : les sédiments autochtones de marais salé contiennent des foraminifères agglutinés alors que des sédiments apportés par submersion marine n'en contiennent pas (Horton et al., 2009).

Si les foraminifères sont les microfossiles les plus couramment utilisés dans l'identification de dépôts de submersion dans les sédiments rétrolittoraux, d'autres types de fossiles de faciès ont été utilisés avec succès dans ce type d'études tels que les diatomées (e.g., Zong et Tooley, 1999 ; Liu et Fearn, 2000 ; Andrade et al., 2004 ; Cochran et al., 2005 ; Kortekaas et Dawson, 2007 ; Thienpont, 2012 ; Sawai et al., 2016), les coquilles de mollusques (e.g., Jelgersma et al. 1995 ; Scileppi et Donnelly, 2007 ; Sabatier et al., 2008 ; McCloskey et Keller, 2009 ; Park et al., 2009 ; Ercolani et al., 2015 ; Williams et al., 2015 ; Andomat et Gishler, 2016 ; Dezileau et al., 2016), les ostracodes (e.g., Park et al., 2009 ; Malaizé et al., 2011), les dinoflagellés (Liu et al., 2003), ou les phytolithes (Liu et al., 2003). De manière générale, ces fossiles permettent de mettre en évidence des niveaux sédimentaires allochtones d'origine marine inter-stratifiés dans des niveaux contenant des espèces lagunaires ou rétrolittorales et ils permettent ainsi de mettre en évidence des paleo-submersions.

1.2.3.2.3. Géochimie et minéralogie

L'utilisation des proxys géochimiques est beaucoup plus récente et a été principalement initiée par les travaux sur les dépôts de tsunamis (e.g., Chagué-Goff, 2010 ;

Chagué Goff et Goff, 1999 ; Goff et Chagué-Goff, 1999) et dans une moindre mesure sur des dépôts de submersion de tempête (Sabatier et al., 2010).

L'analyse de la composition géochimique de dépôts de tsunamis au Japon (Chagué-Goff et al., 2012) ou au Chili (Chagué-Goff et al., 2014) a permis de montrer que l'incursion d'eau de mer dans les terres engendrait un apport et un dépôt d'éléments chimiques caractéristiques des sels contenus dans l'eau de mer (tels que le Br, I, Na, ou Cl), jusqu'à la limite d'inondation. La signature géochimique a donc permis de retracer la limite d'inondation dans les terres qui se situait, dans ce cas, bien au-delà de la limite des dépôts sableux. Chagué-Goff et al. (2012) ont montré que bien que la signature géochimique contenue dans les sédiments se soit en partie dégradée quelques mois après la submersion, elle restait persistante dans les sédiments fins. Par contre, dans les sédiments sableux, le ruissellement et l'infiltration des eaux de pluie avaient lessivé ces éléments chimiques apportés quelques mois plus tôt par la submersion.

Liu et al. (2014b) ont utilisé le rapport Cl/Br, qui est un indicateur de paléosalinité, et qui n'est pas affecté par l'évaporation, pour distinguer des dépôts mis en place par submersion marine de tempête des dépôts autochtones. En effet, le rapport de Cl/Br pour l'eau de mer est de 655/1 (Alcalá et Custodio, 2004), tandis que celui de l'eau de pluie est compris entre 100/1 et 300/1 (Davis et al., 1998). Ainsi, Liu et al. (2014b) ont identifié les dépôts de submersion marine par un rapport Cl/Br plus haut, traduisant une influence plus importante de l'eau de mer que de l'eau de pluie dans les intervalles sédimentaires résultant de submersion marine.

Sabatier et al. (2010), ont analysé la composition géochimique des sources de sédiment d'origine continentale et des sources de sédiments d'origine marine (en termes d'oxydes et d'éléments traces) dans une lagune. Ils ont distingué les sédiments d'origine marine, apportés dans la lagune par submersion marine de tempête, des sédiments d'origine continentale apportés par les petits fleuves se jetant dans la lagune. Dans ce cas, les éléments chimiques analysés, reflétaient plutôt la composition chimique des différentes sources sédimentaires (par exemple, Al_2O_3 et Th étaient plus généralement associés aux minéraux argileux transportés par les crues vers la lagune, tandis que SiO_2 , Na_2O , Zr et Hf étaient plutôt abondant dans le sable constitué de quartz, de feldspath potassique et de

minéraux lourds qui compose la barrière sableuse protégeant la lagune de la mer. Pour compléter les proxies géochimiques, Ils ont caractérisé la nature des argiles dans le domaine continental et dans le domaine marin ce qui a permis de distinguer les origines marines ou continentales dans les sédiments de la lagune.

La synthèse publiée par Chagué-Goff et al. (2017) montre la diversité des proxies géochimiques utilisés dans l'identification des dépôts de tsunamis. Ils peuvent aussi être utilisés dans la recherche de dépôts de submersions de tempête. Cependant, Les proxies géochimiques s'appuyant sur les variations minéralogiques sont très dépendants de la couverture sédimentaire et du socle rocheux du site étudié ; ils nécessitent donc une caractérisation préalable de la composition géochimique des sources sédimentaires afin d'identifier l'origine marine ou continentale des sédiments (e.g., Sabatier et al., 2010 ; Dezileau et al., 2016)

1.2.3.2.4. Changements environnementaux à la suite de submersions marines et nouveaux proxies

En plus de l'apport direct d'éléments détritiques terrigènes, biologiques ou chimiques en provenance du milieu marin ouvert par les évènements de submersion marine dans le domaine rétrolittoral, l'introduction d'eau salée marine dans ces environnements rétrolittoraux doux ou saumâtres peut induire des changements environnementaux, notamment sur les écosystèmes, qui peuvent s'enregistrer dans les sédiments (Parsons et al., 1998 ; Lambert et al., 2008 ; Liu et al., 2008 ; Sabatier et al., 2008 ; Park et al., 2009 ; Thienpont et al., 2012 ; Das et al., 2013).

Liu et al. (2008) ont observé, à partir des pollens, le développement de plantes halophytes à la suite de l'intrusion d'eau de mer salée dans les marais normalement dulcicoles. Thienpont et al. (2012) ont observé un développement d'espèces de diatomées typiques des eaux saumâtres à la suite de la submersion de lacs d'eau douce par une tempête en 1999. Parsons et al. (1998) ont noté la prolifération de plantes aquatiques dans un marais côtier salé à la suite de la submersion marine générée par l'ouragan Andrew, ce

qui a permis le développement de diatomées épiphytes (non observées dans des conditions normales). Park et al. (2009) ont observé dans une carotte réalisée dans un lac côtier hypersalé des Bahamas des pics d'abondance et de diversité des ostracodes, interprétés comme liés à une diminution de la salinité du lac engendrée par les précipitations d'eau douce et les incursions d'eau marines moins salées que celle du lac lors de l'ouragan, permettant le développement d'un plus grand nombre d'espèces, avant un retour aux conditions extrêmes de salinité habituelles. Sabatier et al. (2008) ont interprété la présence d'espèces de malacofaunes marines dans des couches sableuses mises en place par overwash, dans une lagune côtière, comme un apport d'espèces marines et d'eau salée en raison de la submersion de la barrière. Au-dessus de ces couches sableuses la malacofaune marine était encore présente ce qui a été interprété comme lié à l'établissement d'une communication temporaire entre la mer et la lagune suite à la rupture de la barrière. L'observation de faunes lagunaires au-dessus des faunes marines a été interprété comme liée au retour à des conditions de salinité saumâtres et à la fermeture de la communication temporaire.

Lambert et al. (2008) analysent des *Organic Geochemical Proxies (OGP)*, qui correspondent aux abondances respectives de C et N et rapports isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$, dans le lac Shelby en Alabama (USA). Ils identifient des pics des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$ dans la matière organique des sédiments du lac, interprétés comme une fertilisation des eaux du lac par les apports de nutriments, une augmentation de la luminosité dans les eaux du lac et une eutrophisation temporaire du milieu, suite à des submersions marines. En effet, les éléments C et N présents dans l'eau de mer sont enrichis en ^{15}N et ^{13}C par rapport à ceux présents dans les eaux du lac en mode isolé. Ces observations leur permettent de définir deux modes en fonction de l'état de la colonne d'eau. Un mode « isolé », où les eaux du lac sont calmes, stratifiées et pauvres en nutriments, et un mode « submergé », où les eaux salées et riches en nutriments en provenance du Golfe du Mexique alimentent le lac par submersion marine. Selon la même méthode que Lambert et al. (2008), les *OGP* ont aussi été utilisés avec succès par Das et al. (2013) dans l'identification d'évènements de submersions marines passées dans des lacs côtiers du Nord-Ouest de la Floride.

L'ensemble de ces proxies, marquant les impacts environnementaux des submersions marines sur les écosystèmes rétrolittoraux, sont indépendants de la granulométrie du sédiment. Ils permettent donc de compléter les méthodes classiques d'identification des submersions passées dans les archives sédimentaires.

1.2.3.3. Datation de l'enregistrement sédimentaire des submersions marines

La datation des séquences sédimentaires est essentielle pour établir une chronologie des évènements des submersions passées enregistrés dans les sédiments et estimer les temps de retour de ces évènements.

Dans toutes les études qui s'attachent à mettre en évidence les temps de retour des submersions marines sur un littoral donné, la gamme de temps est de quelques milliers d'années, c'est à dire la dernière période de haut niveau marin. Les méthodes de datation sur cette période de temps sont variées. La plus couramment utilisée pour les enregistrements longs (> 200 ans) est la datation au radiocarbone sur des échantillons de coquilles calcaires, de bois ou de charbon. Cependant, la datation directe des couches mises en place par les submersions marines est à éviter. En effet, les coquilles contenues dans ces dépôts proviennent du domaine marin ouvert, et ont pu être remaniées avant leur transport par submersion, donnant ainsi un âge erroné beaucoup plus ancien que le dépôt de submersion. Il convient donc plutôt de dater du matériel contenu dans les sédiments mis en place dans le domaine rétrolittoral lors des conditions calmes entre les évènements de submersion marine. Les différentes corrections (détaillées dans la partie 3.2.8.3. de cette thèse) à appliquer à l'âge radiocarbone mesuré sont très variables d'un site à l'autre et peuvent aussi mener à des erreurs de datation et ainsi mener à des estimations de périodes de retour sur ou sous estimées (e.g., Otvos, 1999).

Sur des périodes de temps plus récentes, les erreurs sur les datations au radiocarbone deviennent trop importantes par rapport à l'âge des dépôts (Tamura, 2012). D'autres méthodes sont donc à privilégier.

Le ^{137}Cs , d'origine anthropique, permet d'identifier des événements caractérisés par une contamination de l'atmosphère par des accidents nucléaires ou par l'utilisation de bombes nucléaires (e.g., accident de Tchernobyl ; pic du nombre d'essais nucléaires atmosphériques) dans la séquence sédimentaire. L'identification de ces niveaux enrichis en ^{137}Cs permet d'apporter un âge absolu et d'en déduire un taux de sédimentation (Corbett et Walsh, 2015). La décroissance du ^{210}Pb en provenance de l'eau ou de l'atmosphère dans les sédiments permet également d'estimer un taux de sédimentation (Corbett et Walsh, 2015). Les périodes de demi-vie du ^{137}Cs et du ^{210}Pb étant très courtes (respectivement 30,1 ans et 22,6 ans), ces radionucléides ne permettent de dater que des sédiments récents (< ou = 100 ans). Ces deux radionucléides ont permis de dater des dépôts de submersion marine sur cette gamme de temps avec succès (e.g., Donnelly et al. 2001a, b, 2004 ; Collins et al., 1999 ; Donnelly et Woodruff, 2007 ; Sabatier et al., 2008). Les détails de ces deux méthodes sont donnés dans la partie 3.2.8.2 de cette thèse.

D'autres méthodes de datation indirecte ont été utilisées pour dater des séquences rétrolittorales dans le cadre d'études retraçant les paléosubmersions telles que :

- L'identification d'horizons sédimentaires particuliers marqués par les abondances de pollens de différentes espèces de flore retraçant des épisodes connus de déclin ou de prolifération de certaines espèces influencées par l'agriculture (e.g., Donnelly et al., 2001a, b ; Scileppi et Donnelly, 2007) ;
- L'identification d'horizons où l'abondance de plomb, de zinc ou de mercure augmente dans le sédiment, en raison de la pollution démarrant avec le début de la révolution industrielle entre 1850 et 1900 AD (e.g., Donnelly et al., 2001b ; Boldt et al., 2010 ; Brandon et al., 2014). Les abondances relatives isotopes du plomb peuvent également permettre de retracer l'introduction de d'essence sans plomb à partir des années 1970 1980 (e.g., Donnelly et al., 2015) ;

- La corrélation entre évolution du niveau marin et taux d'accrétion des marais (e.g., Donnelly et al., 2004 ; Scileppi et Donnelly, 2007). Quand le niveau marin augmente, les marais salés côtiers sédimentent par accrétion (par le dépôt de boues tidales et la dégradation de la végétation), à des taux similaires à celui de l'augmentation du niveau marin (Scileppi et Donnelly, 2007). Ainsi, si l'évolution du niveau marin au large d'un site est connue, le taux d'accrétion des marais peut être estimé à partir de celui-ci. Cette méthode permet alors de dater des horizons sédimentaires à l'aide du taux d'accrétion, mais aussi d'identifier des âges radiocarbone erronés (car mesurés sur du matériel plus vieux que le sédiment encaissant par exemple) (Scileppi et Donnelly, 2007);
- La datation OSL (*Optically Simulated Luminescence*) (Madsen et al., 2009), qui permet de dater la dernière exposition du sédiment à la lumière. Cette technique est utilisée sur des grains de quartz ou de feldspath (Mercier, 2008).

1.2.3.4. Intensité des événements de submersions marines déduit des archives sédimentaires

L'intensité des paléo tempêtes (vitesse des vents, durée) et des surcotes associées (amplitude de la surcote, hauteur des vagues) peuvent être reconstituées à partir des dépôts de submersion. Les études ayant exploré ces aspects sont rares, cependant, on peut distinguer deux grands types d'approches qui seront détaillées ensuite:

- L'estimation de l'amplitude, de la durée de la surcote et des paramètres de la tempête associée, à partir des caractéristiques du dépôt sableux (épaisseur, extension dans les terres et distribution granulométrique) mis en place par overwash (Liu et al., 1993, 2000b, 2002 ; Cheung et al., 2007 ; Woodruff et al., 2008 ; Boldt et al., 2010 ; Wallace et Anderson, 2010 ; Lane et al., 2011 ; Brandon et al., 2013, 2014)
- La détermination de la profondeur d'eau en mer des sources des sédiments mis en place par overwash qui est dépendante de la profondeur d'action des vagues pendant la tempête et donc de la longueur d'onde de ces vagues (Tanaka et al., 2012 ; Switzer et al., 2016 ; Pham et al., 2017 ; Pilarczyk et al., 2014).

1.2.3.4.1. Interprétation de l'extension, l'épaisseur et la granulométrie en termes d'intensité

L'extension vers le continent et l'épaisseur des couches sableuses mises en place par overwash sont positivement corrélées à l'intensité de la tempête et la submersion (Liu, 2004). Ce résultat peut être testé par l'observation de ces deux variables sur des dépôts sédimentaires mis en place par des submersions récentes ou historiques d'intensité connue sur un site donné (Liu, 2004). Cette méthode permet d'établir un modèle conceptuel de relation entre l'intensité des tempêtes et l'épaisseur et l'extension des couches sableuses, utilisé ensuite pour calibrer l'interprétation en termes d'intensité des dépôts de paléo-submersions marines (Liu, 2004). Cette approche a permis de déterminer les intensités des cyclones responsables de la mise en place de washovers, dans les lacs côtiers du Sud de l'Alabama, dans le passé (Liu et Fearn, 1993, 2000b, 2002). Cependant, cette méthode comparative simple omet un grand nombre de variables puisque :

- elle considère que la géomorphologie du site (position de la barrière sableuse, hauteur des dunes) n'a pas notablement changé sur la période de temps étudiée (Liu, 2004). Or dans un contexte d'augmentation du niveau marin relatif, de nombreuses barrières sont en régime transgressif, ce qui se traduit par un recul des barrières vers les terres (e.g., Donnelly et Webb, 2004). De plus, pour une submersion marine d'intensité donnée, les dépôts sableux mis en place par overwash dans le domaine rétrolittoral s'affinent généralement depuis la barrière vers son extrémité distale à l'intérieur des terres. En arrière d'une barrière en régime transgressif, l'augmentation vers le haut de l'épaisseur des couches sableuses successives, mises en place par submersion marine, ne traduit pas forcément une augmentation de l'intensité des tempêtes et submersions associées dans le temps, mais plutôt une diminution de la distance entre la barrière et le point de carottage au cours du temps (Donnelly et Webb, 2004).
- En milieu microtidal, le niveau d'eau en mer lors des tempêtes résulte principalement de la surcote générée par la tempête. En milieux méso ou macrotidal, le niveau d'eau en mer pendant une tempête est aussi largement modulé par la marée. Ainsi, un niveau d'eau extrême (prenant en compte la marée et la surcote) pourra aussi bien

être généré par une petite surcote (résultant d'une tempête d'intensité modérée) combinée à une hauteur de marée exceptionnelle, que par une surcote de très grande amplitude (générée par une tempête de forte intensité) combinée à une petite marée haute. Si l'on interprète les dépôts sédimentaires en termes d'intensité de la surcote, on ne fera pas d'erreur, par contre si l'influence de la marée n'est pas prise en compte, l'interprétation en termes d'intensité de la tempête pourra être mal estimée.

- Pour une même tempête, l'amplitude de la surcote peut être très variable au long de la côte (e.g., Liu, 2004). Pour un même site, l'impact direct d'une tempête (dont la trajectoire croiserait l'emplacement du site) génèrera une forte surcote et donc le dépôt d'un lit sableux épais par overwash, et l'impact d'une tempête dont la trajectoire serait légèrement décalée par rapport à l'emplacement du site, génèrera une surcote plus modérée et donc un lit sableux moins épais. Idéalement, il faut une approche multi-site de l'impact sédimentaire des submersions marines pour une même tempête ou pour des tempêtes passées afin de mieux prendre en compte l'effet de la distance entre les sites étudiés et les trajectoires des tempêtes les ayant impactés.
- L'épaisseur d'un dépôt mis en place par overwash au sein d'un même site est très dépendante de la microtopographie du site (Crosby et Reese, 2009), ainsi que de la variabilité de hauteur de la barrière (e.g., Boldt et al., 2010). La variabilité dans le passé de ces deux paramètres étant très difficile à évaluer, l'interprétation de l'épaisseur des dépôts en termes d'amplitude de la surcote et d'intensité de la tempête doit être faite avec précaution. Pour limiter cet effet sur les interprétations en termes d'intensité, il est recommandé de se baser sur des enregistrements contenus dans plusieurs carottes réparties selon des profils parallèles et perpendiculaires au trait de côte (Crosby et Reese, 2009).

La granulométrie des sédiments silicoclastiques dans un dépôt de washover diminue de la dune à son extrémité distale (par perte progressive de capacité de transport des sédiments grossiers par l'écoulement d'overwash, alors qu'il pénètre dans le domaine

rétrolittoral ; e.g., Leatherman et al., 1977 ; Woodruff et al., 2008). Woodruff et al. (2008) reproduisent bien ce tri granulométrique par un modèle de transport-décantation par overwash, dépendant de la hauteur des vagues. Le modèle a été testé sur le dépôt d'un évènement de submersion analogue moderne, puis par inversion a permis de retrouver les hauteurs de vagues responsables de l'overwash et du dépôt de couches sableuses anciennes d'après les distributions granulométriques de ces dépôts.

Lane et al. (2011) ont modélisé les surcotes associées aux tempêtes historiques qui ont eu lieu sur les côtes Nord-Est du Golfe du Mexique entre 1850 et aujourd'hui, à l'aide du modèle SLOSH (Sea, Lake and Overland Surges from Hurricanes ; Jelesnianski et al., 1992), et comparent la hauteur de ces surcotes avec les anomalies granulométriques grossières enregistrant des submersions marines. Ils définissent ainsi des conditions de surcote et de tempête minimum nécessaires à l'overwash et au dépôt de sédiment, et établissent une relation entre intensité de l'anomalie granulométrique et amplitude de la surcote. Ainsi ils interprètent les dépôts de submersions marines en termes d'intensité de surcote et de tempête lors des 4500 dernières années.

Brandon et al. (2013) ont déterminé de manière empirique une relation entre la vitesse des vents des tempêtes en mer et la taille de grains maximale (D90), à l'aide de la modélisation d'une série synthétique de tempêtes possibles (modèle MIT ; Emanuel et al., 2006), des surcotes associées (modèle SLOSH), de la submersion et des contraintes de cisaillement dans l'écoulement (modèle ROMS ; Warner et al., 2008). Cette relation est ensuite utilisée pour interpréter la vitesse des vents des tempêtes responsables du dépôt de couches sableuses par submersion observées dans les lacs côtiers de Mullet et Spring Creek sur la côte Nord-Est de la Floride lors des 2500 dernières années. Leur analyse prend aussi en compte l'évolution du niveau marin, ainsi que de la distance entre la barrière et le point de carottage au cours du temps.

Brandon et al. (2014) considèrent que le volume de sédiment transporté dans le domaine rétrolittoral lors d'un évènement de submersion marine est déterminé par :

- le taux de transport par overwash, dépendant de la hauteur de *runup* au-dessus de la barrière littorale, qui peut varier au cours de l'évènement (Donnelly et al., 2006, 2009), et détermine la taille de grain maximum transporté ;

- la durée de la submersion, dépendante de la taille de la tempête associée et de sa vitesse de déplacement (Davis et Dolan, 1993 ; Weisberg et Zengh, 2006), l'épaisseur du dépôt.

Ils ont observé dans l'enregistrement sédimentaire d'une petite lagune côtière de Staten Island deux dépôts sableux particuliers, le plus épais associé au passage de l'Ouragan Sandy et le plus grossier associé au passage d'une tempête en 1821. D'après les principes décrits ci-dessus, ils proposent que l'épaisseur moins importante de la couche sableuse associée à la tempête de 1821 par rapport à celle associée à l'ouragan Sandy soit expliquée par une submersion plus courte dans le temps. L'anomalie grossière associée à la tempête de 1821, plus forte par rapport à celle associée à l'ouragan Sandy, serait liée à une submersion de plus grande amplitude. La tempête de 1821 devait donc être de plus grande intensité, mais plus courte dans le temps en raison d'une vitesse de déplacement plus rapide. L'analyse de l'influence de la marée dans les niveaux d'eau leur a aussi permis de déterminer que la surcote de la tempête de 1821 (qui a eu lieu en même temps qu'une marée basse) devait être significativement plus forte que celle associée à l'ouragan Sandy (qui a eu lieu en même temps qu'une marée haute) et que les vents associés à la tempête de 1821 devaient être plus intenses (210 km.h^{-1}) que ceux associés à l'Ouragan Sandy (130 km.h^{-1}).

Ces exemples montrent qu'il est possible d'extrapoler les amplitudes de surcotes et caractéristiques de tempêtes, principalement à partir de la distribution granulométrique des sédiments mis en place par les submersions marines associées, mais qu'il est essentiel de prendre en compte les évolutions morphologiques des sites étudiés au cours du temps et de l'évolution du niveau marin relatif. L'utilisation d'enregistrements sédimentaires compris dans plusieurs carottes réparties sur l'ensemble d'un même site et sur différents sites permet d'être plus précis dans ces estimations, surtout lorsque l'on veut interpréter les dépôts sableux en termes d'intensité de tempête. Le couplage entre sédimentologie, modélisation météo-hydrodynamique et transport sédimentaire permet des interprétations plus fines et plus détaillées.

1.2.3.4.2. Variabilité des sources des sédiments d'overwash fonction du climat de vague

Les sédiments composant les dépôts de submersions ont souvent des sources variées (Pilarczyk et al., 2014). L'identification de ces sources a été réalisée sur quelques dépôts de tempête (e.g., Pilarczyk et al., 2016 ; Switzer et al., 2016 ; Kosciuch et al., 2017 ; Pham et al., 2017) ou de tsunamis (e.g., Tanaka et al., 2012 ; Switzer et al., 2016 ; Pham et al., 2017).

La méthode généralement employée dans les études citées ci-dessus se base sur les variations spatiales des caractéristiques (minéralogie, granulométrie, contenu fossile, composition géochimique...) des sédiments. Ainsi, pour un même site, les sédiments terrestres auront des caractéristiques différentes des sédiments de la plage, de la zone intertidale, subtidale ou marine plus profonde par exemple. Les caractéristiques des sédiments sont variables selon leur environnement de dépôt, mais aussi d'un site à l'autre pour le même environnement de dépôt. Une première étape nécessaire est donc la caractérisation des sources de sédiment possibles pour les dépôts d'overwash. Une fois les caractéristiques des sources de sédiments définies, les sédiments déposés par overwash sont statistiquement comparés aux différentes sources.

Différents proxies peuvent être utilisés :

- Les foraminifères restent le proxy le plus couramment utilisé (e.g., Hippensteel et Martin, 1999 ; Sawai et al., 2009 ; Lane et al., 2011 ; Hawkes et Horton, 2012 ; Pilarczyk et al., 2016 ; Kosciuch et al., 2017). Lane et al. (2011) ont déterminé que les dépôts de tempête observés dans leur étude pouvaient prendre source jusqu'à 5 km au large de la zone d'étude grâce aux assemblages de foraminifères contenus dans les dépôts. Kosciuch et al. (2017), en plus d'utiliser les assemblages de foraminifères, utilisent aussi à l'aspect des tests (intacts ou abîmés), permettant d'obtenir des informations sur l'énergie de l'environnement de provenance, ce qui leur a permis de déterminer que les dépôts constituant un dépôt de submersion de tempête prenaient leur origine jusqu'à 5 m de profondeur d'eau en mer, et que cette profondeur était variable d'un site à l'autre, en fonction de l'exposition aux vagues.
- Pham et al. (2017) ont comparé la composition minéralogique, la géochimie des éléments traces et les paramètres granulométriques de sédiments contenus dans des

dépôts de submersion par une tempête et par un tsunami avec les sédiments de diverses sources potentielles (incluant des sources marines, à plus de 20 m de profondeur d'eau, de l'avant côte, de la plage actuelle et de la plaine de *beach ridges* caractérisant le domaine rétrolittoral). Dans ce cas, le seul proxy permettant la distinction entre dépôt de tsunami et de tempête est la granulométrie des sédiments, qui leur a permis de proposer que les dépôts de tempête provenaient principalement de la plage et la berme actuelle ainsi que du domaine rétrolittoral, tandis que le dépôt de tsunami contenaient des sédiments provenant des eaux peu profondes, de la plage et du domaine rétrolittoral.

- Par l'observation des ostracodes, Tanaka et al., (2012) ont déterminé que les sédiments composant un dépôt de tsunami au Japon prenaient leur source par au moins 9 m de profondeur d'eau en mer et qu'ainsi la profondeur de remobilisation des sédiments par les vagues de ce tsunami était d'au moins 9 m.
- Parsons (1998) a déterminé que les sédiments composant un dépôt de submersion de tempête contenaient des diatomées marines, d'eau saumâtre et d'eau douce.
- Switzer et al. (2016) ont comparé les communautés microbiennes fossiles contenues dans des dépôts de tsunamis et de tempête aux communautés actuelles vivant dans plusieurs sources potentielles à terre et en mer, grâce à une technique de séquençage ADN. Cette étude a permis de distinguer un dépôt de tempête d'un dépôt de tsunami récents. Les communautés fossiles ont aussi été retrouvées dans des dépôts de tsunamis plus anciens, mais l'identification des sources des sédiments composant les dépôts était moins évidente sur ces dépôts fossiles.

Ce type d'approche permet de déterminer les différentes sources de sédiment contribuant au dépôt de submersion, d'évaluer la distance de transport des sédiments lors d'une tempête jusqu'au dépôt par overwash sur le continent ou de déterminer la profondeur maximale de remobilisation des sédiments par les vagues lors d'une tempête donnée. Ces approches représentent aussi une méthode potentielle pour distinguer les dépôts de submersion de tempêtes des dépôts de submersion de tsunamis.

1.2.3.5. Potentiel de préservation de l'enregistrement sédimentaire des submersions marines en domaine rétrolittoral

Un grand nombre de facteurs et de processus peuvent influencer la préservation des dépôts de submersion en domaine rétrolittoral après le dépôt.

Certains processus tels que l'érosion ou la bioturbation vont affecter l'ensemble des caractéristiques du dépôt, tandis que la dissolution ou le lessivage entraîneront plutôt une altération sélective des caractéristiques du dépôt.

1.2.3.5.1. Érosion des dépôts

À l'exception des dépôts de washover qui font généralement d'une dizaine de cm à plus d'un mètre d'épaisseur, les dépôts de submersions marines dans le domaine rétrolittoral se limitent à quelques cm d'épaisseur. Ils sont donc potentiellement très sensibles à la destruction par l'érosion.

Dans les environnements émergés, si le dépôt se fait sur une zone présentant des variations dans sa topographie, le ruissellement des eaux de pluie peut engendrer une érosion des dépôts sur les points hauts qui seront remobilisés vers les points bas (Reese et al., 2008).

Dans le cas d'un dépôt de granulométrie très fine, la redistribution des sédiments par l'action éolienne est limitée par la cohésion du sédiment. Cependant, dans le cas d'un dépôt sableux, le vent peut potentiellement contribuer à éroder la partie supérieure du dépôt et redistribuer le matériel remobilisé sur une zone plus large.

L'influence de l'homme n'est pas négligeable dans la préservation des enregistrements sédimentaires, soit par la mise en place d'infrastructures, pouvant engendrer la destruction totale ou partielle de l'enregistrement selon la profondeur de sol affecté ; soit par l'agriculture, qui mélange par le labourage les couches supérieures du sol.

Dans le cas de deux évènements de submersion très rapprochés, le dépôt résultant du premier évènement est susceptible d'être érodé par les courants de fond des overwash ayant lieu lors du deuxième évènement. Les sédiments constituant les dépôts du premier

évènement sont alors remobilisés et mélangés aux sédiments apportés par le deuxième évènement. Dans l'enregistrement fossile, les deux évènements ne seront donc contenus que dans un seul niveau, ce qui peut mener à une sous-estimation du nombre d'évènements de submersions marines ayant affecté cette zone.

Si le dépôt se fait dans un environnement immergé épisodiquement par la marée, ou en permanence, les courants de marée ou les vagues peuvent avoir une action érosive sur la surface du dépôt (Andrews, 1970 ; Fisher et Stauble, 1977).

Un dépôt de submersion en domaine rétrolittoral dans un environnement en transgression est susceptible d'être érodé à long terme par la migration de la barrière vers le continent (Reinson, 1992).

1.2.3.5.2. La bioturbation

La flore (par son système racinaire) et la faune vivant à la surface du sédiment, ainsi que dans les premières dizaines de cm de profondeur sont responsables des processus de bioturbation. La bioturbation est le remplacement partiel ou complet de la fabrique et des structures sédimentaires primaires par une fabrique et des structures biogéniques (Bentley et al., 2006). Bentley et al., (2006) proposent un modèle de bioturbation se basant sur quatre concepts (Fig. 1.26):

- (1) La bioturbation (α) est généralement plus intense et rapide immédiatement à proximité de l'interface eau/air – sédiment et diminue ensuite avec la profondeur, jusqu'à devenir nulle à une profondeur limite L_b (e.g., Berner, 1980 ; Boudreau, 1994). En général, la profondeur limite de bioturbation est plus importante que la profondeur limite d'érosion par les agents hydrodynamiques (e.g., Wiberg, 2000 ; Wheatcroft et Drake, 2003).
- (2) Une accumulation sédimentaire rapide, que ce soit par de petits évènements fréquents ou par des évènements moins fréquents mais de plus grande amplitude, permet une meilleure préservation de la fabrique sédimentaire primaire (ω , élevé ; Moore et Scruton, 1957 ; Howard, 1975 ; Nittrouer et Sternberg, 1981).

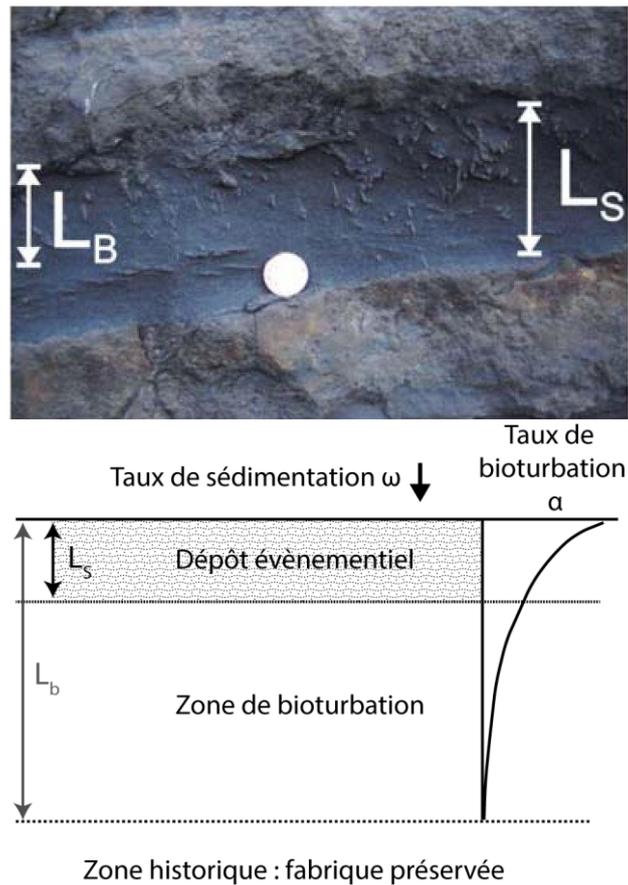


Figure 1.26. À gauche, photographie d'une couche de tempête (Californie, USA), illustrant les concepts de bioturbation avec : la profondeur de bioturbation L_b ; l'épaisseur du dépôt de tempête L_s . Le remaniement biologique d'un dépôt évènementiel est généralement plus prononcé proche du sommet de la couche de bioturbation, où la préservation de la fabrique sédimentaire primaire est généralement pauvre. À droite, une représentation schématique de ces concepts : un dépôt évènementiel d'épaisseur inférieure à celle de la couche de bioturbation ; le dépôt évènementiel est remanié avec un taux de bioturbation $\alpha(z)$ (z , la profondeur), jusqu'à qu'il soit enfoui en dessous de la profondeur L_b , après quoi, il sera conservé dans la zone historique, sans plus subir les processus de bioturbation. (Modifié d'après Bentley et al., 2006).

- (3) Le dépôt d'une couche évènementielle (L_s) d'épaisseur supérieure à l'épaisseur de la couche de bioturbation ($L_s > L_b$) permet une préservation complète de la fabrique sédimentaire primaire de la base de ce dépôt évènementiel. Si $L_s < L_b$, le dépôt évènementiel présentera des signes de bioturbation (Nittrouer et Sternberg, 1981 ; Wheatcroft, 1990 ; Wheatcroft et Drake, 2003).
- (4) Suivant (2) et (3), à taux de sédimentation égal, une sédimentation de style épisodique par ajout successif de couches épaisses permet une meilleure préservation de la fabrique sédimentaire primaire par advection rapide des couches à

travers la couche de bioturbation, par rapport à une sédimentation continue (Wheatcroft et Drake, 2003 ; Wheatcroft, 2006 ; Wheatcroft et al., 2006).

Le taux de bioturbation et l'épaisseur de la couche de bioturbation peuvent être variables localement sur un même site (Hippensteel et Martin, 1999, 2000 ; Sedgwick et Davis, 2003 ; Hippensteel, 2011) et géographiquement (Hippensteel et Martin, 1999). Plusieurs études ont montré que le taux de bioturbation, et donc l'altération des couches sédimentaires évènementielles, était plus important dans la partie inférieure de l'estran que dans la partie supérieure des marais salés et les environnements supratidaux (Hippensteel et Martin, 2000 ; Sedgwick et Davis, 2003 ; Hippensteel 2005, 2011), car les organismes bioturbateurs sont plus nombreux dans les sédiments argileux et moins indurés de la partie inférieure de l'estran (Sharma et al., 1987 ; Hippensteel and Martin, 1999). Pour un même type d'environnement, la bioturbation peut aussi varier en fonction de la latitude et de la température, en étant plus intense au Sud qu'au Nord (dans l'hémisphère Nord ; Hippensteel, 2011). Afin d'effectuer une reconstruction d'évènements de paléo-submersions, Lambert et al. (2008) et Lane et al. (2011) ont choisi de prélever des carottes sédimentaires dans des lacs côtiers profonds, à une profondeur anoxique, ce qui limite l'activité biologique et donc l'intensité des processus de bioturbation.

La bioturbation a pour effet de mélanger les couches horizontales de sédiments entre elles et de détruire la fabrique sédimentaire primaire. Ainsi, Hippensteel et Martin (1999) ont observé un étalement des pics de foraminifères dans des carottes prélevées dans un marais salé de Caroline du Sud (USA). Ils ont aussi observé que le contact entre les couches sableuses mises en place par submersion marine et les couches plus argileuses sous-jacentes, qui au départ était très net devenait plus diffus et progressif avec l'action des processus de bioturbation. Selon l'environnement de dépôt (et donc l'intensité des processus de bioturbation), les plus petits dépôts de washover peuvent être intégralement détruits en une dizaine d'année (Sedgwick et Davis, 2003). Ainsi, dans certains cas, seuls les enregistrements sédimentaires de submersion marine les plus robustes et plus épais

(représentant donc les évènements d'overwash les plus intenses) subsistent dans la séquence sédimentaire fossile (Hippensteel, 2011).

L'intensité de la bioturbation peut être évaluée visuellement, par l'observation sur des carottes ou des tranchées de structures d'origine biogénique, affectant la fabrique primaire du dépôt sédimentaire. D'autres techniques analytiques permettent de quantifier l'intensité de la bioturbation dans les sédiments :

- Hippensteel et Martin (1999) ont calculé un coefficient de bio-diffusion d'après la forme des pics de foraminifères dans des carottes (la méthode étant initialement proposée par Officer et Lynch, 1983), considérant que ces foraminifères avaient initialement été déposés dans une couche très concentrée en contact franc avec les unités sus- et sous-jacentes.
- Les processus, profondeurs et taux de bioturbation peuvent aussi être mesurés à l'aide des radionucléides. Crusius et al. (2004), par exemple, ont évalué et quantifié les processus, profondeurs et taux de bioturbation à partir des profils de ^{210}Pb et de $^{239+240}\text{Pu}$ mesurés dans le sédiment, et de l'application d'un modèle numérique de mélange du sédiment.

1.2.3.5.3. Dissolution et fragmentation des tests de foraminifère

L'enregistrement sédimentaire des submersions marines passées en milieu rétrolittoral par le dépôt de test de foraminifères est susceptible d'être soumis à des processus de dissolution. En effet, les tests de foraminifères généralement calcaires, sont susceptibles d'être dissous lorsqu'ils sont déposés dans des sédiments relativement acides en raison d'une forte teneur en matière organique, comme dans les marais salés par exemple (Andrade et al., 2004 ; Horton et al., 2009). Cependant, comme le soulignent Scott et al. (2003), les sédiments déposés par submersion marine dans les environnements rétrolittoraux présentent généralement une concentration en matière organique plus faible que les sédiments autochtones (e.g., Liu, 2004), ce qui limite donc l'acidité de ces sédiments.

Pendant le transport par les vagues dans le milieu marin lors de la tempête et par overwash vers le milieu rétrolittoral, les tests de foraminifères sont susceptibles d'être physiquement altérés et de présenter des marques d'abrasion, ou même d'être fragmentés, ce qui peut rendre plus difficile leur identification dans le dépôt fossile.

1.2.3.5.4. Altération de l'enregistrement chimique

L'altération de l'enregistrement géochimique des paléo-submersion a été étudiée dans le cadre des submersions par tsunami (voire références dans Chagué-Goff, 2017). Les éléments solubles de type sel, présents dans les dépôts de submersion peuvent être affectés après leur dépôt par :

- Les précipitations et la circulation des eaux souterraines, qui peuvent entraîner une dilution et une migration de ces éléments solubles, en particulier dans les dépôts sableux très poreux.
- L'évaporation et l'action capillaire, qui sont des processus qui ont tendance à concentrer et fixer les éléments solubles, en particulier sur les sédiments fins.

Ces altérations post-dépôt de l'enregistrement géochimique dépendent des conditions climatiques du milieu. Au Groenland, Szczunciński (2013) a mesuré des taux de salinité encore très importants dans des dépôts de tsunami datés de 12 ans, tandis que sur les côtes thaïlandaises, Szczunciński et al. (2007) ont observé que la salinité dans des dépôts de tsunami, était revenue à une valeur que l'on retrouve normalement dans les sédiments terrestres du milieu étudié, après la première saison des pluies. La préservation de la signature géochimique des dépôts de submersion est donc meilleure dans des environnements froids et secs par rapport aux environnements chauds et humides.

Les processus d'altération de l'enregistrement sédimentaire des submersions marines en milieu rétrolittoral sont nombreux et variables localement et géographiquement, et doivent donc impérativement être pris en compte lors de la phase d'interprétation des dépôts en termes de paléo-submersions ou de paléo-tempêtes. De plus, ces processus d'altération n'affectent pas de la même manière les différents proxies utilisés pour identifier

les dépôts de paléo-submersions, mais les affectent tous. Il reste donc particulièrement intéressant de multiplier les différents proxies afin de reconstruire un enregistrement le plus complet possible.

1.2.3.6. Perspectives de recherche

Dans la très grande majorité des cas, les reconstructions de paléo-submersions à partir des archives sédimentaires du domaine rétrolittoral ont été réalisées sur des sites protégés par une barrière constituée de sédiments grossiers. Ce type de sites est particulièrement propice à l'utilisation des anomalies granulométriques comme marqueur des paléo submersions. Cependant, un grand nombre de sites côtiers sensibles au risque de submersion marine ne sont pas protégés par une barrière sableuse (Fig. 1.25). De plus, dans la plupart des cas (barrière sableuse ou non) les archives historiques ne suffisent pas à évaluer correctement l'aléa de submersion marine, et une reconstruction des événements passés à partir des archives sédimentaires est nécessaire. Il y a donc une nécessité de mieux étudier l'enregistrement sédimentaire sur des sites non protégés par des barrières sableuses. L'absence d'anomalies granulométriques marquant les niveaux sédimentaires de paléo-submersion rend leur identification d'autant plus ardue.

Bien souvent, même dans le cas de la présence d'une barrière sableuse, une approche multiproxies permet une reconstruction plus complète et précise des événements passés. Le développement de toute une gamme de nouveaux proxies indépendants de la granulométrie des sédiments permet aujourd'hui d'aller explorer les sites non protégés par une barrière sableuse. Une approche multi proxies devrait être privilégiée.

Sur les côtes touchées par des tempêtes et des tsunamis, la distinction entre ces deux causes reste difficile. Ainsi, des efforts supplémentaires doivent être menés pour le développement de nouveaux proxies aidant à cette distinction.

Chapitre 2 : Les pertuis et marais charentais, une zone adaptée ?

2.1. Définition de la zone des pertuis Charentais

2.1.1. Contexte morphologique et géologique

La région des pertuis charentais est située dans la partie centrale de la côte du Golfe de Gascogne. Côté mer, elle se caractérise par deux grandes baies (chacune faisant environ 30 km de long et 15 à 20 km de large). Le pertuis Breton, au Nord, situé entre le continent et l'île de Ré (d'orientation Nord-Ouest/Sud-Est), qui se termine à la côte par la baie de l'Aiguillon, elle-même partiellement isolée par la flèche de l'Aiguillon. Le pertuis d'Antioche, situé entre l'île de Ré et l'île d'Oléron (elle aussi d'orientation Nord-Ouest/Sud-Ouest, qui se prolonge vers le sud par la baie de Marennes-Oléron (Fig. 2.1).

La continuité terrestre de ces pertuis correspond à de larges zones côtières de basse altitude abritant en grande partie des marais ou d'anciens marais, s'enfonçant jusqu'à plus de 40 km dans les terres pour le plus grand d'entre eux (et de France), le marais Poitevin. Ces marais sont parcourus par quatre rivières débouchant dans les pertuis charentais, du Nord au Sud : le Lay, la Sèvre Niortaise, qui débouchent dans le pertuis Breton ; la Charente et la Seudre qui débouchent dans le pertuis d'Antioche (Fig. 2.1).

Ces ensembles terre-mer, ou marais-pertuis, correspondent à des segments d'anciennes vallées incisées (Weber, 2004 ; Weber et al., 2004a et b ; Chaumillon et Weber, 2006 ; Chaumillon et al., 2008b), creusées lors de la dernière glaciation (Barusseau, 1973) dans un socle Mésozoïque principalement calcaire, représenté par le socle des îles de Ré et d'Oléron et à l'affleurement sur le continent par des caps tels que, du Nord au Sud, la pointe de chef de baie, des Minimes, du Chay, de Chatellaillon, de Fouras, du Port des Barques ou encore de Bourcefranc. Ces paléo-vallées sont partiellement comblés par les formations fluviomarines à partir de la fin de la transgression flandrienne (Weber, 2004 ; Weber et al., 2004a et b ; Chaumillon et Weber, 2006 ; Chaumillon et al., 2008b). Le comblement sédimentaire des vallées incisées à terre correspond majoritairement à une séquence régressive, comprenant à sa base, des dépôts estuariens principalement composés de silts et d'argiles, localement nommés Bri (Welsch, 1916). Le sommet de cette séquence comprend des sédiments déposés dans des marais côtiers salés (Gruet et Sauriau, 1994 ; Carbonel et al., 1998 ;

Bourgueuil, 2005), puis dans des marais doux isolés de l'influence de la marée (Visset et al., 1990 ; Gruet et Sauriau, 1994).

2.1.2. Contexte météorologique et hydrodynamique

- Le vent :

Les données météorologiques montrent que les vents dominants affectant la zone des pertuis sont issus de directions Nord-Ouest à Sud-Ouest, avec pour 75% des vents, des vitesses comprises entre 4 et 16 nœuds sur toute l'année (Weber, 2004). On peut observer en hiver (de septembre à avril) des régimes de vent ponctuellement plus fort (supérieurs à 25 nœuds), représentant durant cette période 25% des observations (Weber, 2004).

- La houle :

Le climat de houle a été analysé par Bertin et al. (2008) d'après une modélisation (WW3) à partir de données de vagues entre 1997 et 2008 sur un point au large des pertuis charentais (46°N, 2,5°O). Les principaux résultats obtenus donnent :

- (1) 60% des vagues présentent des hauteurs significatives comprises entre 1 et 2 m, tandis que les vagues de Hs > 5 m représentent à peu près 3% des cas ;
- (2) Les périodes de pic comprises entre 8 et 12 s représentent 60% de la distribution et les périodes de pic supérieures à 15 s ne sont observées que 2% du temps.
- (3) Les directions de vagues prédominantes sont d'origine Ouest à Nord-Ouest ce qui représente 60% du climat de vague et les plus fortes houles proviennent généralement de l'Ouest.

Lorsque les houles du large rencontrent les platiers rocheux qui bordent les îles et pénètrent dans les pertuis, elles sont fortement réfractées et perdent une grande partie de leur amplitude (LHF, 1994). Ainsi, le fond des pertuis comme la baie de l'Aiguillon ou la baie de Marennes-Oléron, très abritées, subit des houles bien moindres que les côtes des pertuis ou encore les côtes directement exposées.

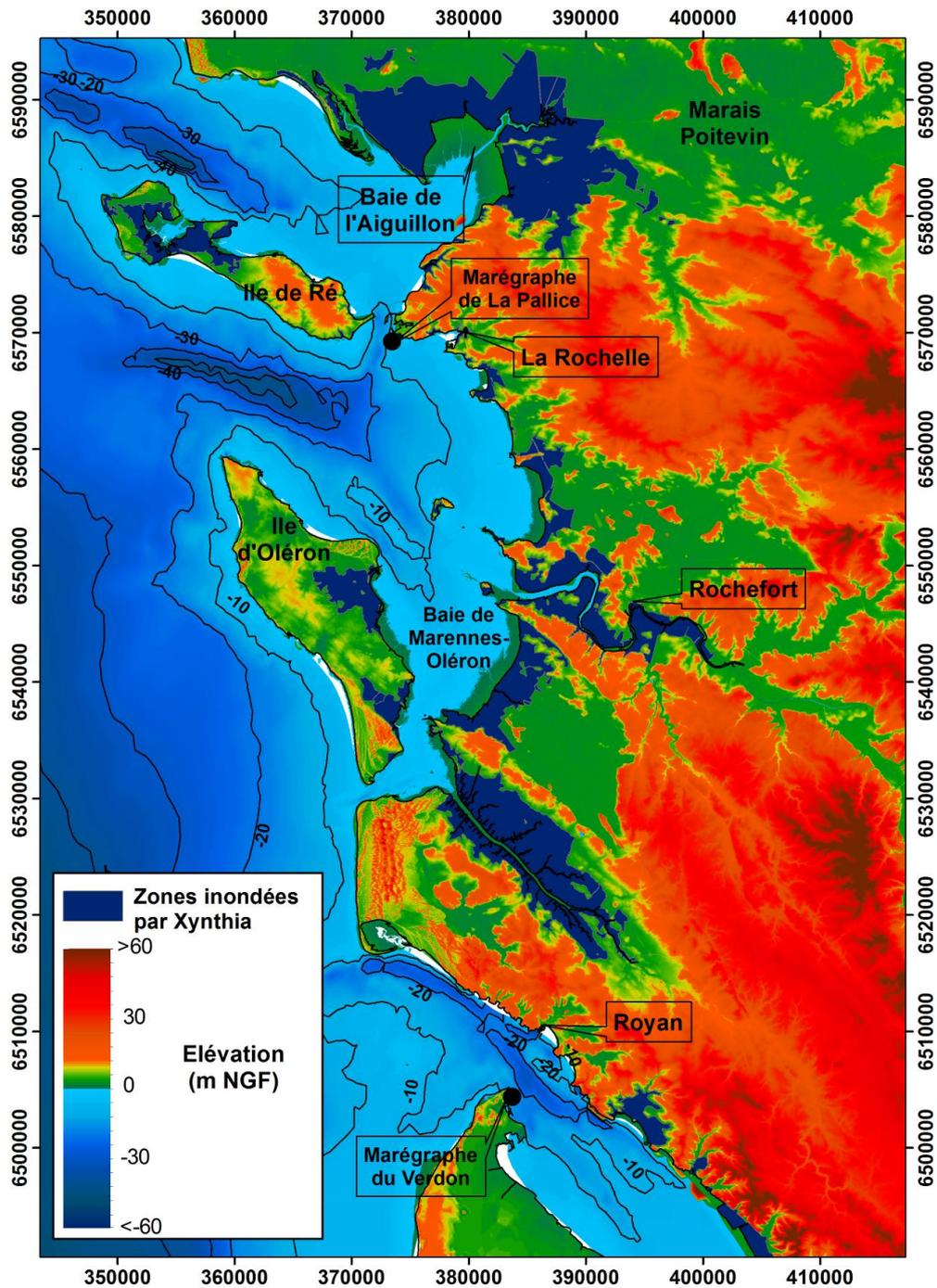


Figure 2.1. Modèle numérique de terrain terre-mer réalisé à partir des mesures LiDAR de 2010. L'altitude est donnée en NGF (Nivellement Général de la France) et la projection horizontale est en m selon le système de coordonnées Lambert 93. Les zones inondées par la tempête Xynthia en 2010 sont colorées en bleu foncé. (Breilh, 2014).

En plus des vagues du large, les mers de vent et le clapot sont générés par les vents locaux dans les pertuis et les baies. L'amplitude de ces vagues locales dépend de

l'orientation du vent qui détermine le fetch, et peut atteindre 0,5 à 1,5 m ; des amplitudes qui peuvent donc être comparables à celles de la houle résiduelle provenant du large.

La direction prédominante Ouest à Nord-Ouest de la houle sur les côtes directement exposées du Nord de la région des pertuis Charentais, et du Sud-Ouest des îles de Ré et d'Oléron, orientées Nord-Sud à Nord-Ouest-Sud-Ouest, engendre un courant de dérive littorale généralement orienté vers le Sud (LHF, 1994 ; Weber, 2004 ; Bertin et al., 2007, 2008 ; Allard et al., 2008 ; Chaumillon et Weber, 2006).

- La marée :

L'onde de marée semi-diurne en provenance de l'océan Atlantique, avec une progression du Sud vers le Nord, prend de l'amplitude à la rencontre des petits fonds et plus particulièrement à son entrée dans les pertuis (Nicolle, 2006). Ainsi la région des pertuis Charentais peut être qualifiée de milieu macrotidal puisque le marnage moyen y est de 4 m. L'amplitude de la marée en période de vives eaux exceptionnelles atteint près de 6,5 m pour un coefficient théorique de 120 et peut descendre en dessous de 2 m en période de mortes eaux exceptionnelles (Nicolle, 2006).

L'onde de marée se propage de part d'autre des îles de Ré et d'Oléron, entraînant la formation d'ondes dérivées. Autour de l'île de Ré, au flot lorsque ces deux ondes se rencontrent, au Sud-Est de l'île, leur résiduelle engendre un très faible courant du Nord vers le Sud dans le coureau de la Pallice. L'asymétrie engendrée par la séparation de l'onde autour de l'île d'Oléron est beaucoup plus forte. En effet, l'onde de marée pénètre dans la baie de Marennes-Oléron à la fois par le Pertuis d'Antioche et par le petit pertuis de Maumusson (qui sépare l'île d'Oléron de la presqu'île d'Arvert sur le continent). La diminution des fonds dans le pertuis d'Antioche et la baie de Marennes Oléron provoque un ralentissement de l'onde de marée pénétrant par le Nord par rapport à celle du Sud, ce qui entraîne un retard de 40 minutes de la marée haute au niveau de l'île d'Aix par rapport au pertuis de Maumusson. Ainsi, au début du jusant, le pertuis de Maumusson est encore alimenté par les apports du flot par le Nord, ce qui entraîne une dominance du jusant sur le flot à cet endroit et des courants de marée plus forts qui peuvent atteindre 1,8 m/s en vives eaux (Bertin et al., 2005). Le pertuis de Maumusson mis à part, les courants de marée les

plus fort sont observés au Nord des pointes de chaque îles et peuvent atteindre des vitesses maximales de 1 à 1,8 m/s (Bertin et al., 2005).

2.2. Vulnérabilité de la zone des pertuis aux submersions marines

2.2.1. Zone adaptée à la recherche sur les paléo-submersions

Les risques liés à l'aléa submersion marine dans les régions de Charente Maritime et du sud de la Vendée sont particulièrement élevés (Breilh et al., 2013, 2014). Les raisons de cette vulnérabilité sont :

- (1) Le contexte hydrodynamique : C'est une région qui subit tous les hivers l'occurrence de conditions de houle (soit provenant du large, soit résultant de tempêtes locales) qui peuvent être exceptionnelles (sans pour autant atteindre les amplitudes observées dans les régions touchées par des tempêtes tropicales type ouragan, comme dans le Golfe du Mexique par exemple). Les dépressions hivernales favorisent le développement de surcotes de tempête (e.g., Breilh et al., 2013, 2014). Comme la région des pertuis a un caractère macrotidal, la combinaison d'une surcote de tempête à une marée haute (et de surcroît de vives eaux) peut mener à des niveaux d'eau exceptionnels (dépassant largement ceux des plus hauts niveaux astronomiques (Breilh et al., 2014). En régime de collision, les vagues vont progressivement affaiblir les barrières littorales et avec l'augmentation de la surcote ou la rupture des barrières, l'eau peut pénétrer dans les terres ponctuellement (régime d'overwash ou inondation par une brèche) ou globalement (régime d'inondation).
- (2) La morphologie des vastes plaines côtières dont les altitudes ne dépassent que ponctuellement les niveaux d'eau des plus hautes mers de vives eaux, permet aux eaux marines entrant par submersion de pénétrer dans les terres sur de très grandes distances (Breilh et al., 2013). De plus, le fait que ces plaines côtières présentent très peu de variation d'altitude et soient protégées par des barrières littorales engendre

une stagnation des eaux marines de submersion dans les terres, sans possibilité de vidange.

- (3) L'occupation du territoire par de nombreuses villes côtières ainsi qu'une exploitation intensive des plaines côtières en agriculture, la présence de sites très sensibles comme la centrale du Blayais, en bordure de l'estuaire de la Gironde, ou encore la présence de nombreuses réserves naturelles intensifie encore le risque lié à la submersion marine et les possible dégâts occasionnés par de tels évènements.

Les évènements les plus récents de submersion marine dans la région, qui sont la tempête Martin en décembre 1999 (qui a fait 92 morts sur la façade atlantique française et occasionné 4 milliards d'euros de dégâts ; Deroche et al., 2014 ; déclarée « tempête du siècle » par les médias) et la tempête Xynthia en 2010 (qui a engendré 47 morts et plus de 6 milliards d'euros de dégâts matériels ; Anziani, 2010 ; Lumbroso et Vinet, 2011 ; Deroche et al., 2014) illustrent bien la sensibilité de ce territoire à l'aléa submersion marine. Ces évènements récents ont motivé de nombreux efforts d'investissement dans la recherche de la part des acteurs locaux et régionaux lors les dernières années, concernant les différents aspects touchant au risque de submersion marine dans la région, ; comme en témoigne la tenue des colloques « Littoraux et changements climatiques » (Chaumillon et Sauzeau, 2014) et « Submersions marines : passé, présent, futur », dans différents lieux emblématiques de Charente Maritime et de Vendée en juin 2014, par exemple (Chaumillon et al., 2017).

2.2.2. Historique des travaux sur les submersions marines en région de Charente Maritime

2.2.2.1. *Processus physiques de surcote et de submersion marine*

Une première phase de recherche sur les submersions marines dans les départements de Charente Maritime et Sud Vendée a été la compréhension des processus de génération de la surcote et leur spécificité sur cette portion de littoral, et de sa propagation dans les pertuis.

Les premiers travaux visant à comprendre comment se propage la surcote de tempête dans les pertuis Charentais ont été réalisés par Nicolle (2006), qui a mis en évidence l'importance des interactions vent-vagues avec les courants de marée, en eaux peu profondes, dans l'amplification de la surcote (Nicolle et al., 2009).

Bertin et al. (2012a, b ; 2014a) ont mis en évidence l'importance de la prise en compte de l'état de mer sur la contribution du vent à la surcote, en étudiant le cas particulier de la tempête Xynthia en 2010.

Breilh (2014) a évalué l'importance des contributions des différents processus (baromètre inverse, vent, Coriolis, vagues, marée) dans la mise en place de la surcote et la variation géographique de ces contributions.

Breilh et al. (2013), ont testés des méthodes de modélisations statiques pour reproduire les effets de la tempête Xynthia sur les différentes configurations morphologiques des pertuis charentais. La submersion des zones rétrolittorales a été bien reproduite lorsque la distance entre le trait de côte et le fond du marais est faible. La modélisation a moins bien fonctionné dans le cas de marais qui s'enfoncent loin dans les terres car le modèle de submersion ne prend pas en compte le temps de propagation de l'inondation, mais juste les configurations morphologiques.

2.2.2.2. Les submersions marines dans le passé

Les travaux de Garnier et Surville (2010a, b), Giloy et al. (2013), Péret et Sauzeau (2014) et Breilh et al. (2014) ont réalisé des inventaires des submersions passées à partir des archives historiques de Charente Maritime et Sud Vendée. Ils ont permis (1) de démontrer que les submersions marines majeures n'étaient pas des phénomènes isolés et rares ; et (2) de récupérer des données sur les conditions météo-océaniques lors d'évènements de submersions passées, mentionnées dans les archives.

Breilh et al. (2014) ont utilisé les données météo-océaniques présentes dans les archives historiques pour la période ancienne et dans les séries de données mesurées, afin de reproduire les surcotes associées à des submersions récentes (20^{ème} et 21^{ème} siècle) à l'aide

de la modélisation numérique. Ils ont ainsi pu définir trois cas différents de combinaison des différents processus météo-océaniques menant engendrant des surcotes exceptionnelles :

- Un niveau d'eau extrême liée à une marée haute exceptionnelle combinée à une surcote de tempête modérée (environ 1 m), représenté par la tempête de 1957;
- Une marée haute modérée combinée à une surcote importante résultant de (1) des vents très forts ; ou (2) des vents modérés associés à un état de mer et une trajectoire de tempête particuliers représenté par la tempête de 2010;
- Une marée haute modérée associée à une surcote principalement forcée par un climat de vague extrême représenté par la tempête de 1924

2.2.2.3. Archives sédimentaires des submersions marines

Les travaux de thèse de B. Clavé (2001) ont exploré le remplissage des marais charentais au cours de l'Holocène, mais sans identifier de signature sédimentaire particulière de submersions marines de tempête passées. Le travail préliminaire de master 2 de G. Couppey (2014) a permis de mettre en évidence des signatures de submersions marines dans les séquences sédimentaires rétrolittorales des marais de Brouage, d'Yves et Poitevin, en particulier par l'observation de foraminifères et diatomées en provenance du domaine marin et d'une composition géochimique marquant des inondations des plaines côtières par les eaux marines.

2.2.3. Motivations pour les travaux de recherche présentés dans cette thèse

Partie 1 : Sédimentologie et hydrodynamique

L'hiver 2013-2014 a été caractérisé par un climat de houle exceptionnel (e.g., Masselink et al., 2016). Ces conditions particulières ont permis l'observation des processus hydrodynamiques mis en jeu menant à des niveaux d'eau suffisant pour déclencher

l'overwash de barrières côtières de la Belle Henriette et de la Pointe de Gatseau. Les observations des dépôts de washovers et des mesures hydrodynamique in situ ont été en partie à l'origine de ce projet de recherche avec l'objectif d'analyser les contributions relatives de la marée, de la surcote de tempête et des vagues gravitaires et infragravitaires dans la mise en place de ces washovers.

Il apparaît, d'après la littérature internationale, qu'il est très difficile de distinguer les processus hydrodynamique et les causes à l'origine de la submersion (marée, tempête, tsunami) à partir de l'analyse des dépôts sédimentaires. De plus, bien que l'influence des processus liés à la marée, aux tempêtes et aux tsunamis sur les caractéristiques des dépôts de washover aient déjà été en partie explorés, le rôle des ondes infragravitaires reste très peu étudié. La mise en place de washover au Sud de l'île d'Oléron pendant l'hiver 2013-2014 a ainsi permis l'analyse juste après les overwash des caractéristiques sédimentaires d'un dépôt de washover et de comparer ces différentes caractéristiques aux différentes processus hydrodynamiques observés, modélisés et/ou mesurés. Les résultats de ces travaux sont présentés dans le chapitre 3.

Partie 2 : Submersions marines passées dans les archives sédimentaires

La littérature montre aussi que la majeure partie des sites investigués dans le cadre des paléosubmersions sont des sites protégés par une barrière sableuse. Cependant, une proportion non négligeable de côtes dans le monde ne sont pas protégées par de telles barrière et sont caractérisées par une absence de sédiments grossiers à proximité des zones concernées, justement en raison de l'absence de barrière, ces côtes sont très sensibles aux risques de submersion marine. Ces constats nous ont mené à explorer la signature sédimentaire de submersions marines récentes dans des marais morphologiquement contrastés (protégés ou non par une barrière sableuse), qui ont été submergés récemment (par les tempêtes Martin en 1999 et Xynthia en 2010). Pour décrypter ces enregistrements de submersions, nous avons utilisé en plus des analyses granulométriques :

- Microfaune (foraminifères) ;
- Géochimie (XRF) ;
- Isotopie du carbone.

Les archives historiques locales n'étant disponibles que sur les 500 dernières années et fiables sur les 100 à 200 dernières années (Breilh et al., 2014), il y a une nécessité d'étudier les archives sédimentaires des submersions marines dans la région afin de mieux caractériser les temps de retour des événements de submersion extrêmes. Cet aspect a été exploré dans les marais côtiers d'Yves et Poitevin, par l'analyse multiproxies de carottes sédimentaires. Les résultats de ces travaux sont présentés dans le Chapitre 4.

Chapitre 3 : L'importance des ondes infragravitaires dans la mise en place de dépôts de washover sur une côte dissipative

3.1. Introduction

Les washovers sont parmi les dépôts les plus remarquables signant les événements de submersion marine et les ruptures de barrières associées (e.g., Chaumillon et al., 2017, Goslin et al., 2017). Les processus météo-océaniques engendrant ce type d'évènements sont variés : marée exceptionnelle, vagues gravitaires, ondes infragravitaires, tsunamis. Une des grandes questions qui ressort encore de la littérature internationale est celle de la distinction de ces processus météo-océaniques incidents à partir des caractéristiques sédimentaires du dépôt résultant (e.g., Dawson et Shi, 2000; Nanayama et al., 2000; Goff et al., 2004, 2012, 2016; Tuttle et al., 2004; Kortekaas and Dawson, 2007; Pilarczyk et al., 2014; Costa et al., 2017). Une approche clé permettant de répondre à cette question est l'étude des caractéristiques sédimentaires de dépôts de washover récents, mise en place dans des conditions hydrodynamiques connues, associée, si possible, à des mesures sur le terrain des conditions hydrodynamiques et des processus hydro sédimentaires au large, sur l'avant côte, sur la côte et sur le dépôt (Matias et al., 2010). Si un très grand nombre d'études focalisées sur la sédimentologie des dépôts de washover existent (voire références dans la section 1.2.2 de cette thèse), les études couplant hydrodynamique et sédimentologie restent encore extrêmement rares (Matias et al. 2010)

La rupture d'un cordon dunaire et la mise en place de dépôts de washover au Sud de l'île d'Oléron durant l'hiver exceptionnel de 2013-2014 (e.g., Masselink et al., 2016) a permis l'étude d'un dépôt de washover en couplant mesures de terrain (topographie au drone et au LiDAR, imagerie géoradar, carottes, tranchées, hydrodynamique par capteur de pression), et modélisations hydrodynamiques des différentes composantes au niveau d'eau (climat de vague, surcote, marée).

La morphologie dissipative du site de la pointe de Gatseau permet le développement d'ondes infragravitaires exceptionnelle en conditions de tempête. Cette spécificité a permis d'explorer l'influence des ondes infragravitaire sur l'occurrence d'évènements d'overwash sur les côtes dissipatives, et sur les caractéristiques sédimentaires du dépôt.

3.2. Définition de la zone d'étude

3.2.1. La pointe de Gatseau

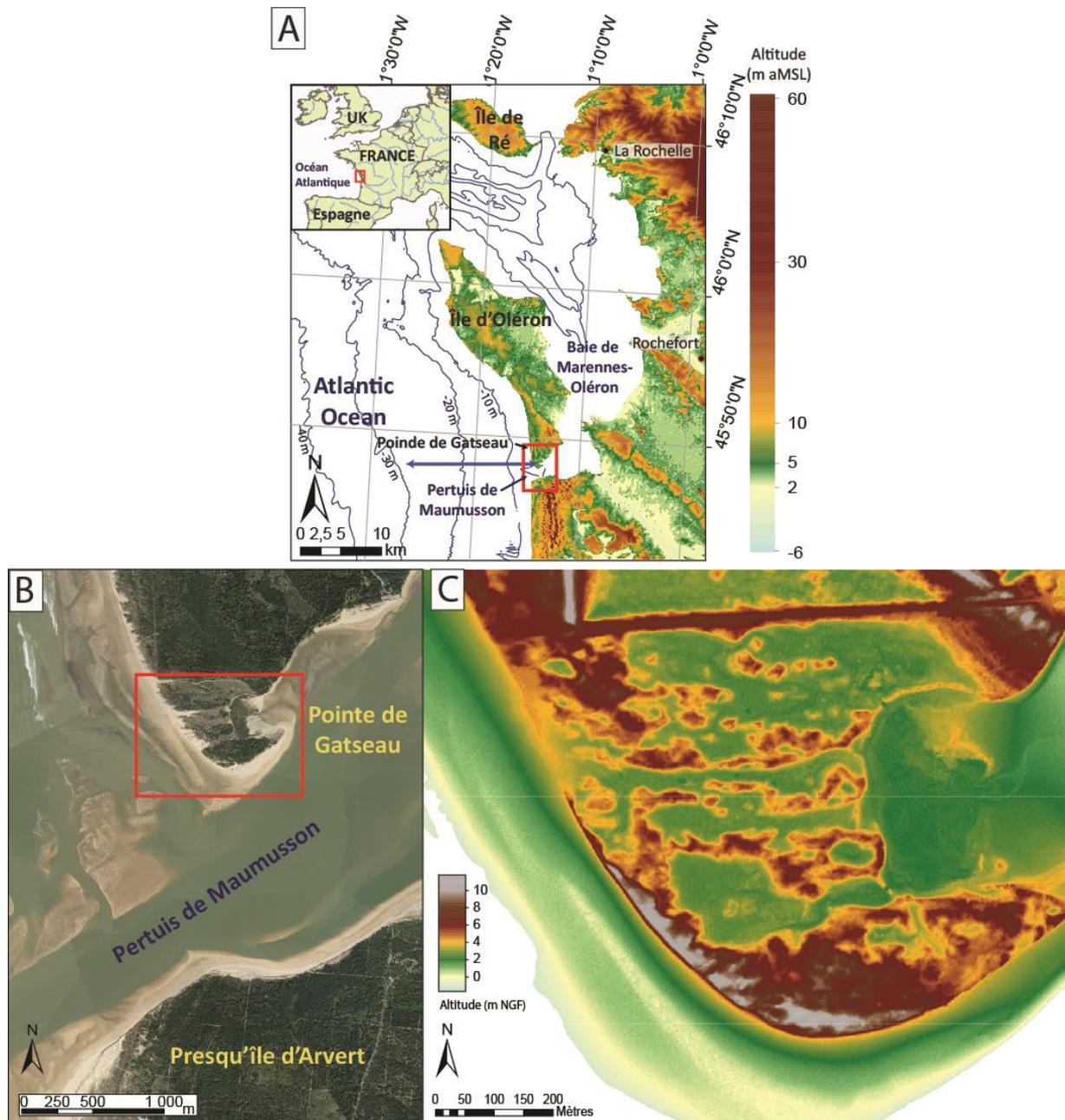


Figure 3.1. Localisation et morphologie du site d'étude : (A) carte topographique et bathymétrique de la région des Pertuis, avec le profil utilisé pour la modélisation des conditions hydrodynamiques locales (double flèche bleue) ; (B) Photographie aérienne (RGE Ortho © IGN – Géo17, 2014) du pertuis de Maumusson et des littoraux adjacents (la pointe de Gatseau, la presqu'île d'Arvert, respectivement amont- et aval- dérive littorale Nord-Sud) ; (C) carte topographique de la pointe de Gatseau issue du LiDAR de 2010, on distingue bien la dune frontale NNO-SSE et les alternances de crochons et dépressions inter-crochons E-O dans le domaine rétrolittoral.

La pointe de Gatseau se situe à l'extrême Sud-Est de l'île d'Oléron. Elle fait partie d'un système d'embouchure tidale puisqu'elle correspond à la côte *updrift* du pertuis de Maumusson qui fait la connexion entre le Sud du bassin de Marennes-Oléron et l'Océan Atlantique et qui sépare l'île d'Oléron de la Presqu'île d'Arvert (Fig. 3.1). La pointe de Gatseau appartient à la catégorie des flèches sableuses à crochons (Schwartz, 1972), elle est orientée NNO-SSE avec des crochons orientés E-O (Fig. 3.1B). Le socle rocheux a pu être identifié entre 10 et 30 m de profondeur sous la flèche de Gatseau et le Pertuis de Maumusson (Bertin et al., 2004). Le côté Ouest de la pointe de Gatseau est directement exposé aux houles en provenance de l'Atlantique (Bertin et al., 2008), tandis que le côté Est fait face au bassin de Marennes-Oléron et se retrouve par conséquent abrité des vagues du large.

La marée qui peut varier de 2 (en mortes eaux) à plus de 5 m (en vives eaux) génère de très forts courants dans la passe tidale du Pertuis de Maumusson (jusqu'à plus de 2 m.s^{-1} , Bertin et al., 2005). Cependant, il a été montré que ces courants diminuent de chaque côté du chenal (Bertin et al., 2005).

Le climat de vague au large du site d'étude a été analysé par Bertin et al. (2008) et se caractérise par :

- (1) des hauteurs de vagues significatives comprises entre 1 et 2 m qui représentent 60 % des observations, tandis que les vagues dépassant 5 m de hauteur significative ne sont observées en moyenne que 3% de l'année.
- (2) Les périodes des vagues sont généralement comprises entre 8 et 12 s (ces valeurs représentent 60% du climat de vagues annuel), alors que les périodes de plus de 15 s ne sont observées que 2% du temps.
- (3) Les vagues proviennent principalement de l'Ouest au Nord-Ouest et les plus grosses vagues proviennent systématiquement de l'Ouest (entre 265 et 275 °).

La direction prédominante Ouest à Nord-Ouest des vagues sur la côte *updrift* orientée NNO-SSE engendre une dérive littorale nette orientée vers le Sud, en direction du Pertuis de Maumusson. Ce courant de dérive d'intensité très variable au cours de l'année est associé à un transport de sédiment parallèle à la côte dont les volumes impliqués sont de

50 000 ± 20 000 à 140 000 ± 30 000 m³.a⁻¹ sur la plage de Saint Trojan, 3 km au Nord de la pointe de Gatseau (Bertin et al., 2008).

La situation géographique de la pointe de Gatseau en bordure d'un système mixte gouverné à la fois par la marée et par la force des vagues (Bertin, 2008), donne un caractère très dynamique à cette flèche (Chaumillon et Bigot, 2016). En effet, le suivi du trait de côte par analyse de cartes anciennes pour les périodes d'avant 1950, de photos aériennes par avion à partir de 1950 et de photos satellites plus récemment permet d'observer que la pointe de Gatseau a subi au cours des deux derniers siècles des évolutions morphologiques rapides et de très grande amplitude. En effet, la flèche a cru rapidement vers le Sud et l'Ouest du début du 19^{ème} siècle jusqu'en 1965 de plus de 2 km (Bertin et al., 2004 ; Bliard, 2016).

À partir de 1965, la pointe de Gatseau entre en régime érosif, et les taux de recul de trait de côte atteignent jusqu'à -25 m par an entre 2010 et 2015 (Bliard, 2016 ; Baumann et al., 2017b). Ce comportement a d'abord été attribué à la dynamique de la passe tidale de Maumusson (Bertin et al., 2004), et notamment à l'orientation du chenal qui était Est-Ouest jusqu'en 1964 et jouait le rôle d'obstacle hydraulique à la dérive littorale Nord-Sud de la pointe de Gatseau, piégeant ainsi les sédiments au niveau de la pointe.

Bliard (2016) propose une variante à cette hypothèse (Fig. 3.2). En effet, une analyse de la position du trait de côte depuis 1950 a permis d'obtenir une meilleure résolution temporelle dans l'évolution de trait de côte et permet de proposer que le passage en régime érosif de la côte Ouest de la pointe de Gatseau serait dû en partie à une modification de l'orientation de la dérive littorale sur la côte Sauvage (côte downdrift du pertuis de Maumusson) liée à une rotation de l'orientation du trait de la côte Sauvage auparavant Nord-Est / Sud-Ouest et maintenant plutôt Nord-Sud. Ce phénomène de rotation du trait de côte et d'inversion du sens de la dérive littorale engendre un arrêt des apports sédimentaires provenant du Sud vers le pertuis, un déplacement et une rotation du chenal de Maumusson vers le Sud. Le delta de jusant protège moins la côte de Gatseau et la dérive littorale s'est aussi inversée sur la côte de Gatseau à Saint Trojan à la fin de la période de croissance de la flèche. La pointe de Gatseau est plus exposée aux houles du large et a vu ses

apports en sédiments diminuer drastiquement, d'où la mise en place du régime d'érosion très rapide.

Ce régime d'érosion très intense est un des paramètres clé dans la mise en place des washovers durant l'hiver 2013-2014.

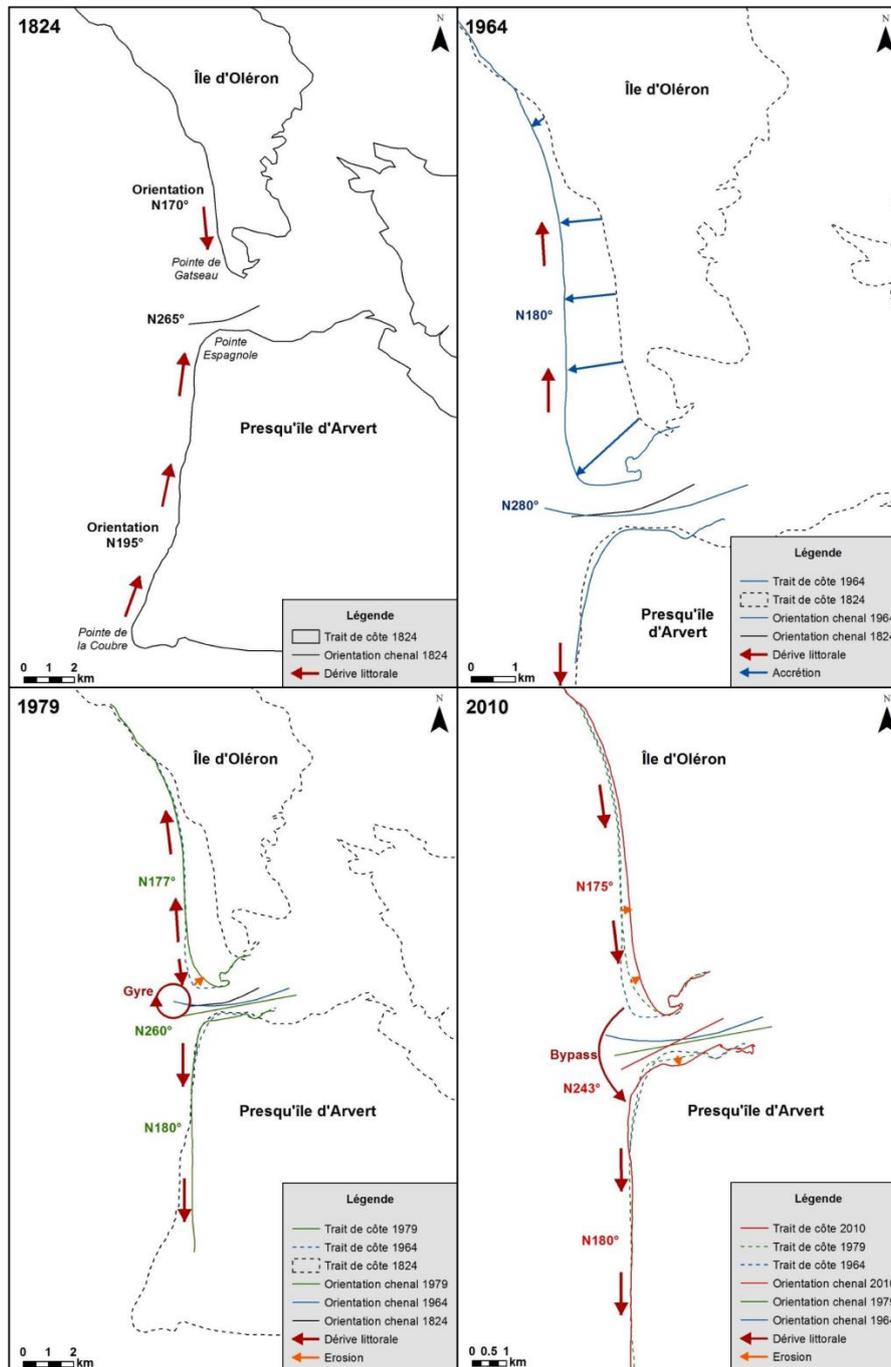


Figure 3.2. Dynamique du pertuis de Maumusson et des littoraux adjacents entre 1824 et 2010 ; traits de côte de 1824, 1964, 1979 et 2010 pointés respectivement sur les carte de Beautemps-Beaupré, © IGN – Photographies aériennes © 1967, 1979, © IGN – BD ORTHO © 2010 (Bliard, 2016).

3.2.2. L'hiver 2013-2014

Bertin et al. (2013) a montré une augmentation de la hauteur significative des vagues de $0,01 \text{ m.a}^{-1}$ au Nord de la latitude 50°N au cours du 20^{ème} siècle pouvant potentiellement expliquer la tendance à l'augmentation de l'érosion des côtes dans l'Atlantique Nord (e.g. EuroSION, 2004). Cependant, l'hiver 2013-2014 s'est caractérisé par un climat de vagues exceptionnel puisque Masselink et al. (2016b) ont montré que cet hiver a été le plus énergétique depuis au moins 69 ans (Fig. 3.3A, B). En cause, un cluster de tempêtes dans l'Atlantique Nord, avec un H_s moyenné sur 2 mois montant jusqu'à 3,63 m à la fin de janvier 2014 ; 22 tempêtes sont enregistrées pendant cet hiver, dont 4 caractérisées par un H_s excédant 9 m au large de la Gironde (Castelle et al., 2015 ; Fig. 3.3C).

Les conséquences sur la dynamique sédimentaire des côtes de l'Atlantique Nord-Est ont été remarquables et sans précédent connu dans certains cas (Bulteau et al., 2014 ; Castelle et al., 2015 ; Gohin et al., 2015 ; Suanez et al., 2015 ; Autret et al., 2016 ; Masselink et al., 2016a, b), avec des observations de recul et de creusement des plages sur les côtes de Gironde et d'Aquitaine (Bulteau et al., 2014 ; Castelle et al., 2015 ; Masselink et al., 2016a), un abaissement du pied de dune exceptionnel au Nord de la Bretagne (Suanez et al. 2015), le dépôt de méga blocs en haut de falaises à l'Ouest de la Bretagne (Autret et al., 2016), une turbidité des eaux de surface du Golfe de Gascogne encore jamais mesurée auparavant (Gohin et al., 2015) ou encore, de manière générale des reculs de plage sur la côte Atlantique Nord-Est, du Nord de l'Afrique au Nord du Royaume Uni (Masselink et al., 2016a) ; traduisant une remise en suspension, avec une exportation latéralement et vers le large des sédiments, et des exportations sédimentaires depuis le continent vers l'océan suite aux précipitations abondantes.

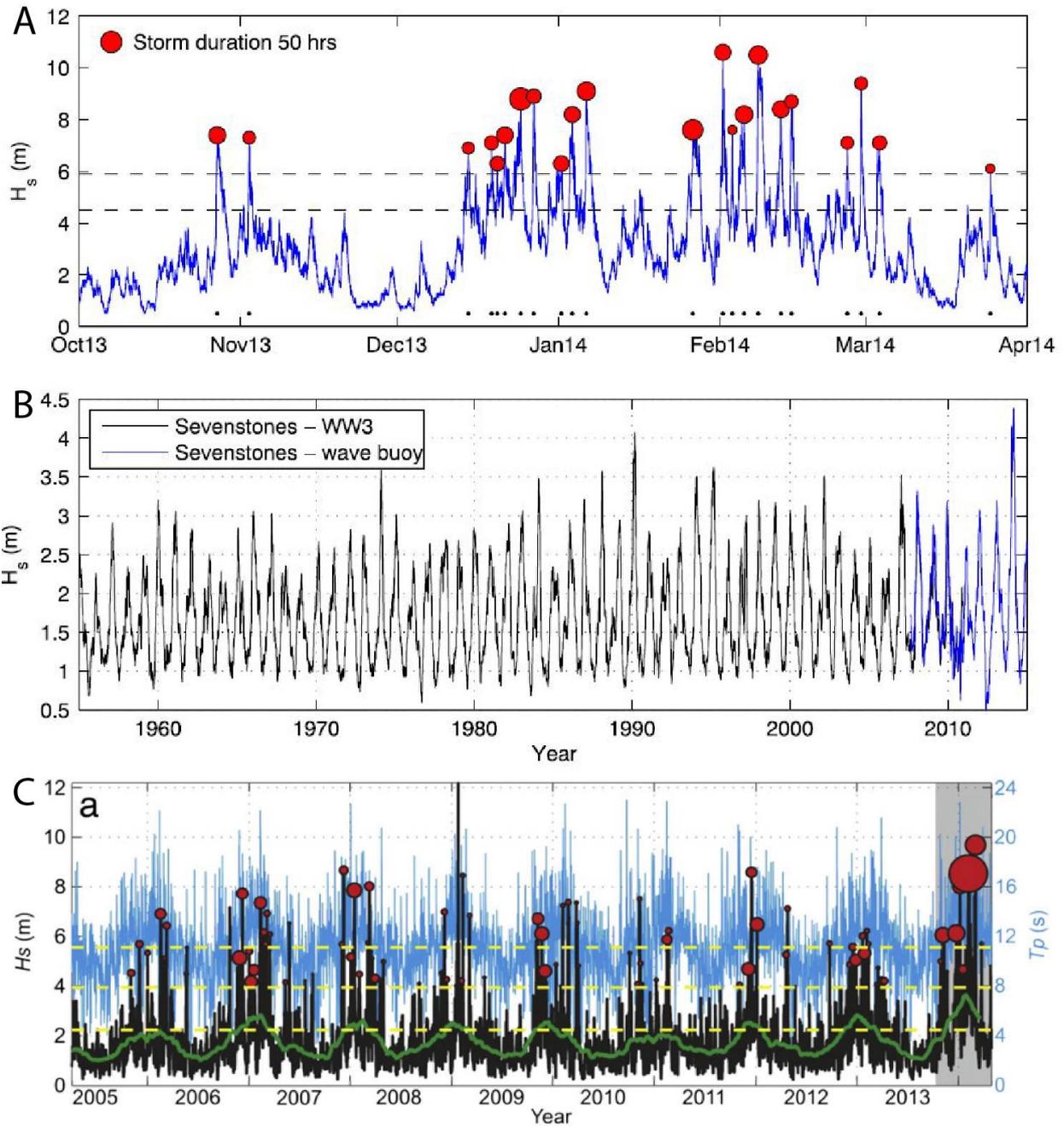


Figure 3.3. (A) Série de données des hauteurs significatives de vagues mesurées à la bouée de Sevenstones, au Sud-Ouest de l'Angleterre sur la période entre le 1^{er} octobre 2013 et le 1^{er} mai 2014 ; 22 tempêtes ont été enregistrées (cercles rouges, dont les tailles sont proportionnelles aux durées des tempête), définies par des valeurs de H_s dépassant 5,9m et commençant et se terminant lorsque les valeurs de H_s dépassent et repassent 4,5m (Masselink et al. 2016b). (B) Hauteurs de vagues moyennées sur 8 semaines, modélisées sur la période 1953-2011 et mesurées à la bouée de Sevenstones sur la période 2008-2014 (Masselink et al. 2016b). (C) H_s et T_p (modélisées, WWIII et validées par les observations sur la bouée Candhis moyennées sur 2 mois entre avril 2005 et mai 2014, les bulles rouges correspondent aux évènements de tempête et leur tailles sont proportionnelles à la durée des tempêtes (commençant et se finissant quand les valeurs de H_s dépassent et repassent $H_{s,75\%} = 2,22$ m) ; les lignes pointillées jaunes correspondent aux seuils de $H_{s,75\%}$, $H_{s,95\%}$, $H_{s,99\%}$ sur la période considérée (Castelle et al. 2015).

3.3. Méthodes et données

3.3.1. Observations de terrain et chronologie de mise en place des dépôts de washover

La proximité du site de Gatseau au laboratoire LIENSs a rendu possible de nombreuses campagnes de terrain (fig. 3.4), permettant un suivi qualitatif de l'état de la plage et de la dune, ainsi que celui de la mise en place de dépôts de washover. Les services de gestion du site (ONF, Office National des Forêts) ont fourni de précieuses informations sur la chronologie de mise en place des dépôts de washover étudiés.

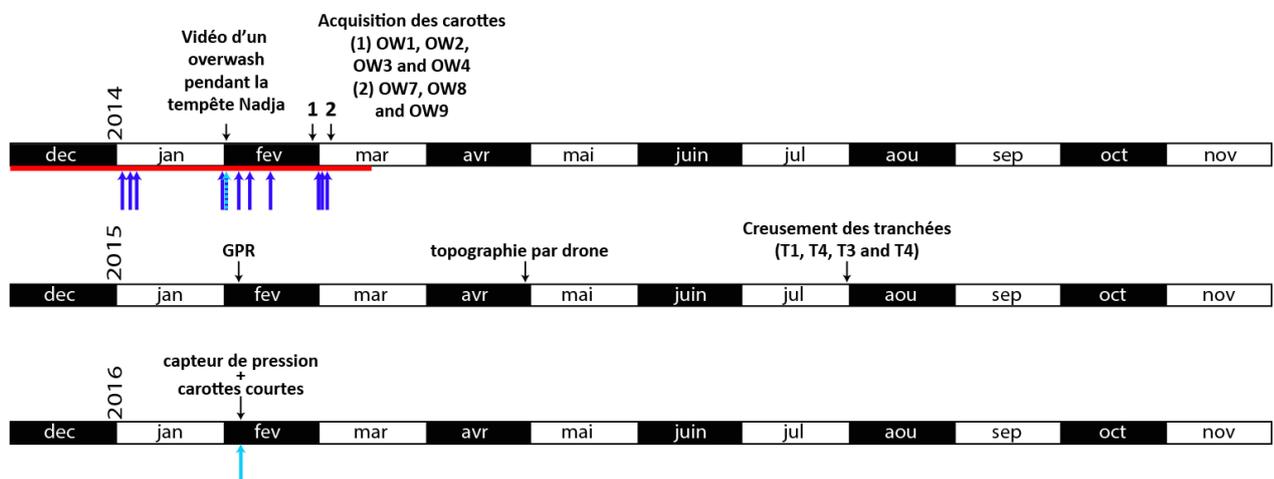


Figure 3.4. Chronologie des campagnes de terrain, de la période sur laquelle les vagues et niveaux d'eau ont été modélisés (intervalle rouge), et des évènements d'overwash modélisés (flèches bleues foncées) et observés (flèches bleues claires).

Les nombreuses photos aériennes disponibles pour le site de Gatseau, prises avant, pendant et après les évènements de l'hiver 2013-2014 (Ortho Littoral V2 – MEDDE, prise en août 2012, les images du satellite PLEIADES prises courant 2013, la RGE Ortho © IGN-Géo17 prise courant 2014, et les orthophotos prises au drone en avril 2015, et en 2016 et 2017) ont permis de compléter les informations des campagnes de terrain quant à l'évolution de la position du trait de côte menant ensuite à la phase d'overwash, puis concernant la chronologie de mise en place des dépôts de washover, et enfin l'évolution des dépôts post-hiver 2013-2014. Le trait de côte et l'extension du dépôt de washover ont été digitalisés sur ces documents, à l'aide du système d'information géographique ArcGIS.

Comme la pointe de Gatseau est proche de sites très fréquentés par le public, nous avons aussi eu accès à une vidéo datant du 2 février 2014, pendant la tempête Nadja, montrant un écoulement d'overwash sur le site étudié mise en ligne (<https://www.youtube.com/watch?v=ITT1WUNRyGU>, dernier accès le 25/08/2017), qui donne des informations semi-quantifiables sur la hauteur de *runup* maximum, la profondeur d'eau au sein de l'écoulement et la dynamique de cet écoulement.

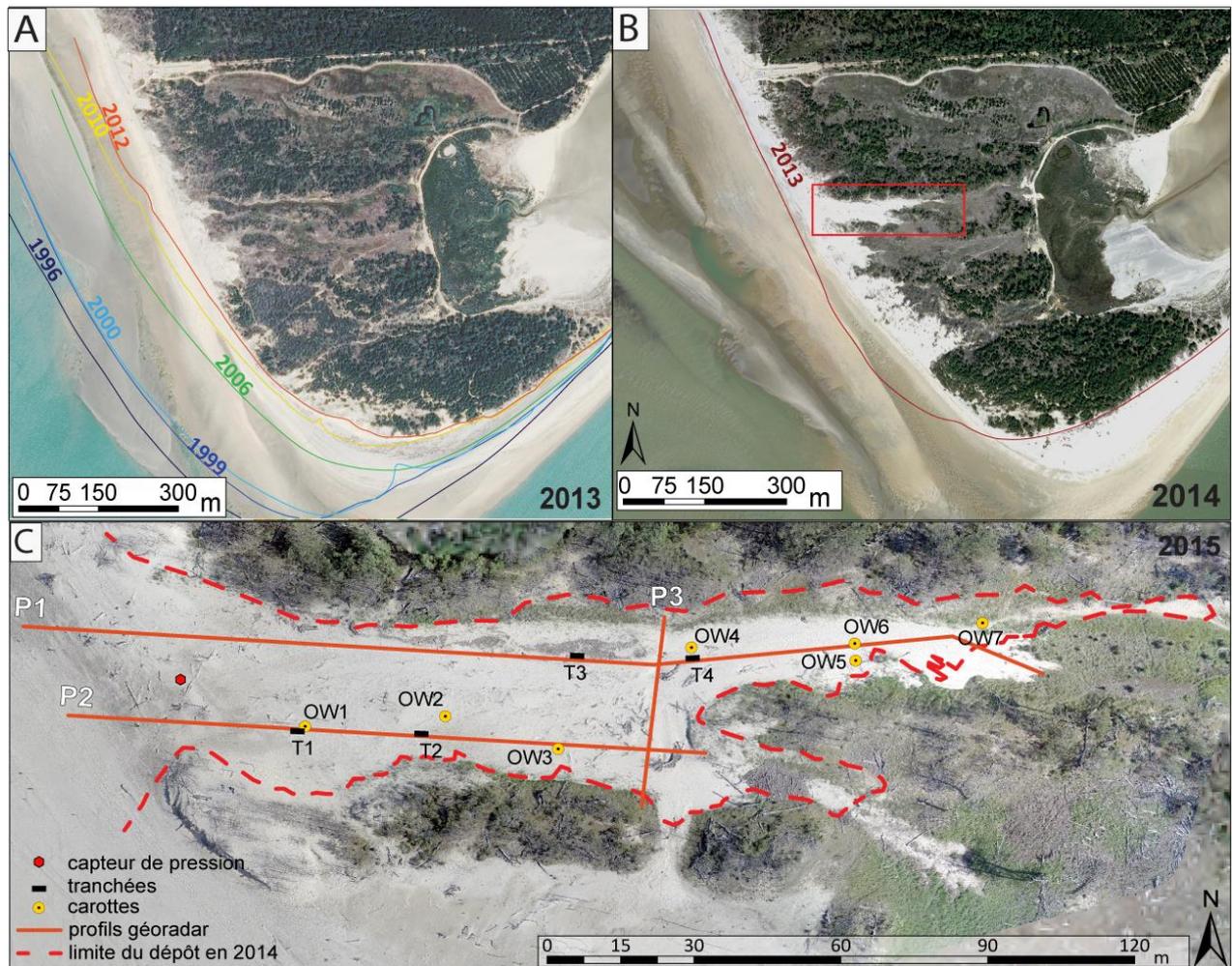


Figure 3.5. (A) Photographie aérienne (PLEIADES 2013) de la pointe de Gatseau en 2013 avec l'évolution de la position du trait de côte ; (B) Photographie aérienne (RGE Ortho © IGN – Géo17, 2014) de la pointe de Gatseau en 2014, montrant la mise en place de 3 dépôts de washover au cours de l'hiver 2013-2014 ; (C) Photographie aérienne prise au drone en 2015 du dépôt de washover étudié, avec la position des carottes, des tranchées, des profils radars et du capteur de pression posé le 08/02/2016.

Pour des raisons pratiques, nous sommes retournés sur le terrain lors des hivers suivant afin d'observer et mesurer le processus d'overwash, et notamment, le 8 février

2016, où un capteur de pression a été déployé sur la crête du washover (Fig. 3.5) afin de mesurer les écoulements d'overwash lors d'un événement se déroulant pendant une marée haute (à marée haute, le niveau d'eau était de 1,69 m au-dessus du niveau marin moyen), avec des vagues incidentes de période de pic de 15 s et de hauteur significative de 6 m (à la bouée d'Oléron, 1,83°W 45,91°N). Un capteur de pression a permis de mesurer la pression au-dessus du capteur (ici avec une fréquence de 2 Hz). Lorsqu'un écoulement d'eau passe au-dessus du capteur, la pression augmente et varie en fonction de la hauteur d'eau. Les données de pression peuvent ensuite être converties en données de hauteur d'eau en soustrayant d'abord la pression atmosphérique et en faisant l'hypothèse d'un équilibre hydrostatique. Grâce à ces données, on obtient des informations sur la profondeur d'eau dans les écoulements d'overwash successifs, sur le nombre d'écoulements, leur longueur dans le temps et leur fréquence.

Au cours de la même marée haute de vive eau (08/02/2016), des carottes courtes ont été prélevées dans la gorge du washover (près de la tranchée T2, Fig. 3.5), directement après le passage d'un écoulement pour observer les dépôts résultant d'un écoulement (épaisseur, organisation des grains dans le dépôt).

3.3.2. Modélisation des conditions hydrodynamiques au cours de l'hiver 2013-2014

Aucune mesure hydrodynamique n'a été réalisée durant l'hiver 2013-2014 sur le site d'étude. De plus, la bouée située au large de l'île d'Oléron était en maintenance durant cette période. Pour pallier à ces limitations et recueillir des informations sur les conditions hydrodynamiques nécessaires à l'overwash et au dépôt de washover sur le site d'étude, les vagues et les niveaux d'eau ont été modélisés sur un profil partant du large, jusqu'au site d'étude (par Xavier Bertin, UMR LIENSs 7266 – CNRS - Université de la Rochelle ; Fig. 3.9).

Dans un premier temps, des séries temporelles des vagues et niveaux d'eau ont été modélisées à l'échelle de l'océan atlantique Nord, en forçant les modèles de circulation

SELFE (Zhang et Batista, 2008) et de vagues WWMII (Roland et al., 2012) avec des champs de pression à la surface de l'eau et de vent à 10 m d'altitude issus de l'analyse de Saha et al. (2010). La résolution de ces modèles varie de 50 km, au large du Golfe de Gascogne, à 1 km, au long des côtes. Afin d'évaluer la validité des résultats de cette modélisation, les résultats de vagues modélisées ont été comparées aux données de vagues mesurées au niveau de la bouée Gascogne (5,00° W ; 45,23° N).

Afin d'identifier les conditions hydrodynamiques menant à l'overwash de la barrière au niveau de la pointe de Gatseau et au dépôt de washover, le modèle XBeach (Roelvink et al., 2009) a été utilisé. XBeach permet de représenter la génération et la propagation des ondes infragravitaires, qui sont connues pour dominer la dynamique hydro-sédimentaire sur les plages dissipatives, et particulièrement en conditions de tempête (Russel, 1993). XBeach a été forcé avec les champs de vagues et les niveaux d'eau issus des modèles grande échelle mentionnés plus haut, au long d'un profil cross-shore démarrant par 30 m de fond à l'Ouest du site d'étude et allant jusqu'à 5 m d'altitude sur crête du washover au niveau du site d'étude (Fig. 3.1). L'ensemble des paramètres ont été modélisés sur une période allant du 01/12/2013 au 15/03/2014. Les détails de la composition et de la paramétrisation des modèles sont disponibles dans Baumann et al. (2017b).

À l'issue de la modélisation à petite échelle, sont obtenues, les séries temporelles de hauteurs des ondes gravitaires et infragravitaires au long du profil *cross-shore* ainsi que les valeurs de surcote, de niveau d'eau comprenant les niveaux astronomiques et les surcotes, ainsi que les valeurs de *runup* maximum sur le site d'étude au cours de l'hiver 2013-2014.

3.3.3. Mesures topographiques et calculs des volumes de dépôt

Plusieurs mesures topographiques ont été réalisées sur le site de la pointe de Gatseau. La première qui est utilisée dans le cadre de cette étude est celle mesurée par LiDAR en 2010 (pour le programme Litto 3D, suite à la tempête Xynthia). Le LiDAR (pour *Light Detection and Ranging*) est un instrument aéroporté permettant l'acquisition de données topographiques de très haute résolution. Un rayon laser est émis depuis l'avion qui

est ensuite réfléchi sur la surface terrestre pour revenir au récepteur de l'appareil. Connaissant le temps d'aller-retour du rayon ainsi que sa vitesse, on peut calculer la distance entre chaque point mesuré et l'avion dont la position est connue grâce à un système de GPS au sol et une centrale d'altitude. Le nuage de points extrêmement dense (plusieurs dizaines de points par m²), dont l'altitude et la position ont été mesurés très précisément, permet d'obtenir un MNT (modèle numérique de terrain) très précis. La résolution verticale du LiDAR a été estimée à 25 cm (Jolivet et Lamarre, 2008). L'avantage du LiDAR est qu'il permet de couvrir de très grandes surfaces rapidement et avec une bonne précision. Cette donnée LiDAR a été produite dans le cadre du programme national Litto3D de l'Institut Géographique National (IGN) et du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM). Plus de détails à propos de ce type de mesures sont donnés dans Breilh (2014).

Une nouvelle campagne de mesure topographique a été menée en avril 2015. Ici, c'est un drone multicoptère équipé d'une caméra Gopro qui a été utilisé (Guillot et Pouget, 2015 ; Long et al., 2016), afin de mesurer la topographie des dépôts de washover.

L'utilisation d'un drone est moins coûteuse et plus rapide à mettre en place qu'une campagne LiDAR. Les mesures au drone sont aussi beaucoup plus précises que celle réalisées avec GPS, puisque l'ensemble de la surface est couverte par les photos. Dans le principe, le drone est piloté à distance par un opérateur à terre et prend des photos haute résolution de la zone d'étude. Les photos sont ensuite assemblées selon la méthode de la photogrammétrie. Chaque point de la zone d'étude est pris en photo sous des angles différents et l'assemblage des photos permet d'obtenir une surface en trois dimensions de la zone d'étude (selon le même principe qui permet à l'homme de voir les choses en trois dimensions grâce à la vision binoculaire). Le calage en altitude du modèle numérique de terrain se fait par des points de contrôles mesurés sur les cibles posées au sol (et donc repérables sur l'orthophoto finale), dont la position précise et l'altitude sont mesurées par GPS.

Dans le cas présent, les manipulations ont été effectuées par Benoît Guillot (actuellement doctorant au laboratoire EPOC). Les photos ont été assemblées sur le logiciel Agisoft Photoscan (AGISOFT, 2016). Un post traitement stéréo-photogramétrique standard

(Long et al., 2016) a été appliqué aux photos combinées aux données d'alignement de l'appareil photo afin de construire l'ortho-mosaïque et le modèle numérique d'élévation (MNE). Pour géoréférencer le MNE, 10 points de contrôle ont été mesurés sur des cibles à l'aide d'un DGPS (Differential Global Positioning System) Trimble Geo XH, permettant une précision décimétrique. Le produit final est une orthophoto de résolution horizontale de 2 cm et un MNE de précision horizontale de 7 cm. La résolution verticale du MNE est d'environ 10 cm.

L'évolution de la surface du terrain a été analysée sur ArcGIS par B. Guillot. Une différence entre les MNE de 2010 et 2015 a été calculée, permettant d'obtenir une image de l'épaisseur du dépôt en chaque point. Le volume du dépôt est calculé en intégrant le résultat de la différence d'élévation entre les deux MNE au sein d'un polygone, ici, le contour du dépôt de washover (Guillot et Pouget, 2015).

Une deuxième campagne d'acquisition de données par drone menée par les équipes du projet EVEX a eu lieu le 9 février 2017 en dehors du cadre de ces travaux de thèse. Un drone à voilure fixe eBee Sensefly, équipé d'un appareil CANON Powershot ELPH110 HS RGB, a été utilisé pour photographier la côte Sud-Ouest de l'île d'Oléron. Les données ont par la suite été traitées par B. Millecamps selon la méthode décrite dans Long et al. (2016), afin d'obtenir un modèle numérique de terrain. Les 12 cibles de contrôle étaient réparties sur la pointe de Gatseau pendant l'acquisition, ont permis le géoréférencement du modèle numérique de terrain. La précision verticale moyenne de ce modèle est inférieure à 10 cm. Ce modèle a permis d'évaluer l'évolution du dépôt étudié entre 2015 et 2017.

3.3.4. Géoradar

Le géoradar, ou GPR (Ground Penetrating Radar), est un outil géophysique permettant d'imager les structures de la subsurface. Il détecte les discontinuités électriques dans le sol par génération, transmission, propagation et réception de pulsations électromagnétiques (EM, de l'ordre du MHz) (Neal, 2004), à un intervalle de distance

régulier. Cette méthode non invasive permet d'investiguer des objets pour lesquels les coupes naturelles sont rares et où la végétation peut empêcher la réalisation de coupes à la pelle.

L'onde EM qui pénètre dans le sol, si elle rencontre une interface entre deux milieux différents, va être affectée par les variations des paramètres physiques entre les deux milieux (la permittivité, la conductivité électrique et la perméabilité magnétique). L'onde va être en partie réfléchi vers la surface et le récepteur du géoradar et l'autre partie sera transmise à travers l'interface vers les milieux plus profonds.

Après réception, l'onde est analysée (amplitude, forme, temps de parcours...) et cette interface (réflecteur) sur le profil donnera une réflexion. Dans le cas présent, des observations de coupes sur le terrain révèlent que ces interfaces entre milieux différents correspondent à :

- Des alternances de couches de sable de quartz et de sable enrichi en minéraux lourds ;
- Un paléosol.

Tous les réflecteurs ne sont pas détectés par l'appareil. Cela dépend de la fréquence de la source utilisée, de la vitesse de propagation des ondes EM dans le sol (qui est variable en fonction du type de sédiments, de la proportion d'air dans les dépôts, de la présence d'eau), et des contrastes des propriétés physiques.

L'appareil est composé de deux antennes (un émetteur et un récepteur), un odomètre (roue fixée à l'arrière de l'appareil, permettant à la fois de mesurer la distance parcourue par l'appareil et d'initier des séries de mesures successives à un pas de distance régulier) et il est relié à un ordinateur qui collecte les données. Chaque série de mesures enregistrée après une émission à une distance donnée sur le profil est stockée dans une trace. Un profil est composé d'une succession de traces juxtaposées. La résolution et la profondeur de pénétration des ondes pour un profil dépendent de la fréquence (en MHz) de l'antenne utilisée. Plus celle-ci est élevée, meilleure sera la résolution (plus de réflecteurs sont enregistrés) mais moins la profondeur de pénétration sera grande; inversement, si celle-ci est basse, le signal pénétrera plus en profondeur, mais la résolution sera plus faible (moins de réflecteurs sont enregistrés).

Pour cette étude, c'est un géoradar SIR 3000 qui a été utilisé, et opéré par Myriam Schmutz (Géoressources et Environnement, INP Bordeaux, Université de Bordeaux), sur lequel était montée une antenne de 400 MHz. L'acquisition géoradar a été réalisée parallèlement à des mesures de la topographie des profils à l'aide d'une mire et d'un niveau optique. La position des profils a été mesurée grâce à un GPS de terrain et corrigée à l'aide de la correspondance entre les photos de terrain et les photos aériennes. Cinq profils ont été acquis (P1 à P5, Fig. 3.5), deux Est-Ouest, longitudinaux par rapport au dépôt et trois Nord-Sud, transversaux. Afin de mesurer la vitesse des ondes EM dans le sol imagé, un objet métallique décimétrique a été enterré dans le sol à une profondeur connue et détecté par le géoradar. Ainsi, connaissant la profondeur en cm de l'objet et sa profondeur en temps sur le profil, on peut établir la vitesse des ondes EM dans le sol et déterminer une échelle de conversion temps-distance utilisée par la suite pour traiter les profils.

Le traitement des profils (par M. Schmutz) a compris :

- Un ajustement du 0 sur le temps de référence : lors de l'acquisition des données, l'enregistrement est démarré un tout petit plus tôt que le début de l'émission des ondes pour s'assurer de l'enregistrement total du début du signal. Dans ce laps de temps, un signal est enregistré, mais ne contient aucune information. L'opération consiste donc à l'éliminer de notre profil.
- Une réduction de la longueur des traces de 70 à 40 ns, car en dessous de 40 ns de profondeur, le signal était trop brouillé, probablement à cause de la présence d'eau salée, qui ne permet pas la transmission des ondes électromagnétiques.
- Un filtrage passe-bande à 133-800 MHz.
- Une correction de gain ou AGC (Auto Gain Control), permettant d'égaliser les amplitudes sur une fenêtre glissante le long de la trace (qui ont tendance à diminuer avec la profondeur, par divergence sphérique et atténuation par transmission, par exemple ou à être plus fortes sur certaines réflexions).
- Lors de l'acquisition des profils par le géoradar, la topographie n'est pas prise en compte. Les profils à plat sont donc corrigés selon le profil topographique mesuré sur le terrain, lors la phase de traitement.

- Les profils dont les distances verticales étaient exprimées en temps (ns) ont été convertis à l'aide de la vitesse des ondes EM calculée pour obtenir un profil dont les distances verticales sont exprimées en m.

Le faible nombre d'hyperboles de diffraction (générées par des objets ou vides dans le sous-sol, contrastant très fortement avec le sédiment encaissant en termes de propriétés EM) sur l'ensemble des profils, n'a pas rendu nécessaire de migration des réflecteurs.

Les profils ont ensuite été interprétés pour pointer l'architecture des réflecteurs et identifier les surfaces d'érosion et la base du dépôt.

3.3.5. Acquisition et analyses des carottes

Deux séries de carottes ont successivement été prélevées à la main (dans des tubes de 7 à 10 cm de diamètre, enfoncés à la masse) dans le dépôt de washover (Fig. 3.5) :

- OW4, OW5, OW6, OW7, mesurant respectivement 22,5, 46,5, 49 et 67 cm de long, prélevées le 26 février 2014 ;
- OW1, OW2, OW3, mesurant respectivement 44, 56,5 et 62 cm de long, prélevées le 5 mars 2014.

Les carottes OW5, OW6 et OW7 ont permis d'échantillonner l'épaisseur totale du dépôt, jusqu'à sa base, identifiée par la présence de végétation encore verte ensevelie. La localisation précise des carottes a été mesurée à l'aide d'un GPS de terrain. Pendant le processus de carottage, les carottes ont été orientées par rapport au Nord. Les carottes ont été stockées à 5°C afin d'éviter leur dessiccation. Elles ont été ouvertes en demi sections, photographiées, décrites visuellement et imagées au SCOPIX (Migeon et al., 1999) au laboratoire EPOC (UMR 5805, CNRS - Université de Bordeaux).

Afin de mieux corréler les profils géoradar et les informations recueillies dans les carottes, quatre tranchées d'environ 1 m de large ont été creusées (T1, T2, T3 et T4) dans la partie proximale du dépôt, à proximité des profils radar (Fig. 3.5). Les tranchées ont été creusées parallèlement à la direction des écoulements d'overwash et ont permis pour T2, T3 et T4 d'échantillonner toute l'épaisseur du dépôt. Les tranchées permettent (1) d'apporter

une vérité terrain sur la nature des contrastes dans le sédiment qui génèrent des réflecteurs sur le profil radar, et (2) des observations ponctuelles offrant une meilleure résolution que le géoradar, de l'architecture interne et de la sédimentologie du dépôt. Les tranchées ont été prises en photos, sur lesquelles ont ensuite été pointés les litages et les surfaces d'érosion.

3.3.5.1. Granulométrie

240 échantillons ont été prélevés pour analyses granulométrique, sur l'ensemble des carottes, dans des boîtes plastiques cubiques non magnétiques, orientées, d'environ 8 cm³. Quatre échantillons ont également été prélevés à l'échelle de la lamine (< 1 cm d'épaisseur) sur la carotte OW4, deux dans des lames de sable de quartz (à 11 et 22,8 cm de profondeur) et deux dans des lames riches en minéraux lourds (à 12 et 23,7 cm de profondeur). Les analyses granulométriques ont été faites à l'aide d'un granulomètre laser à diffraction (Malvern Granulometer MASTERSIZER S, EPOC, UMR 5805, CNRS - Université de Bordeaux).

3.3.5.2. Anisotropie de susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique d'un matériau (K) est l'aptitude de ce matériau à s'aimanter (M) lorsqu'il est soumis à un champ magnétique incident (H), et peut être exprimée comme tel :

$$K = M/H \quad (1)$$

La susceptibilité magnétique dépend de la quantité et du type d'éléments magnétiques présents dans le volume considéré. Quand la susceptibilité magnétique d'un échantillon n'est pas la même dans toutes les directions de l'espace, on le qualifie d'anisotrope. En effet, un grain magnétique dévie généralement de la forme sphérique parfaite. Il aura donc une plus grande susceptibilité magnétique le long de son grand axe, que dans les autres directions. De même, dans une roche ou un sédiment contenant des grains ferromagnétiques, la mesure de susceptibilité se fait sur l'ensemble du volume

(comprenant plusieurs grains) et si, par exemple, les grains sont alignés, tous leurs grand axes le sont aussi, la susceptibilité magnétique sera alors plus forte dans la direction d'alignement des grains.

Dans le cas d'un corps anisotrope, l'intensité de la susceptibilité magnétique dans l'espace dépend de l'orientation de l'échantillon par rapport à la direction du champ magnétique inducteur. La susceptibilité magnétique K d'un grain ou d'un volume contenant des grains magnétiques peut alors être approximée comme un tenseur de second ordre, qui peut être représenté géométriquement par un ellipsoïde de fabrique magnétique comprenant trois axes principaux $K_{max} \geq K_{int} \geq K_{min}$ avec $K = (K_{max} + K_{int} + K_{min})/3$, la susceptibilité magnétique moyenne de l'échantillon (Hrouda, 1982 ; Tarling and Hourda, 1993 ; Bouchez, 2000 ; Fig. 3.6).

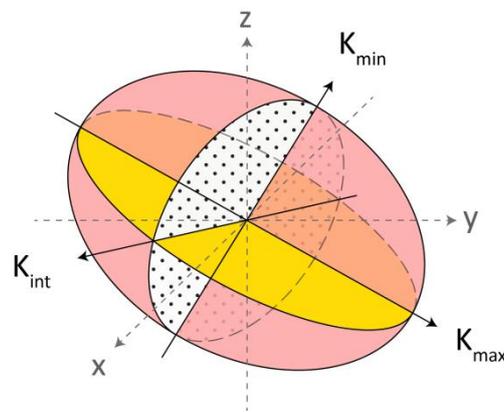


Figure 3.6. Ellipsoïde de fabrique magnétique dans un espace en trois dimensions, tel que $K_{max} \geq K_{int} \geq K_{min}$.

L'analyse de la fabrique magnétique peut être très utile en sédimentologie (Taira, 1989). L'ellipsoïde de fabrique magnétique permet de visualiser l'orientation des grains dans un volume de sédiments. Les directions de K_{max} qui sont parallèles au grand axe des grains magnétiques sont généralement parallèles aux surfaces de dépôt et peuvent permettre de reconstruire les directions de l'écoulement responsable du dépôt (par l'inclinaison de K_{max} qui a le même angle que l'angle d'imbrication des grains par rapport au plan de dépôt ; Taira, 1989). La fabrique magnétique peut aussi donner des informations sur les conditions de dépôt (par décantation ou sous l'effet d'un courant ; laminaire ou turbulent, sur une pente ou à l'horizontale...). Pour cela, divers paramètres de forme ont été développés (ne

seront décrits ici que ceux utilisés dans le cadre de cette étude ; une liste des paramètres de fabrique magnétique peut être trouvée dans Tarling et Hrouda, 1993) :

- La foliation magnétique (Stacey et al., 1960),

$$F = K_{int} / K_{min} ,$$

permet d'observer si les grands axes des grains sont tous parallèles à un même plan ;

- La linéation magnétique (Balsley et Buddington, 1960),

$$L = K_{max} / K_{int} ,$$

permet d'observer si les grains sont alignés dans une même direction ;

- Le degré d'anisotropie (Nagata, 1961),

$$P = K_{max} / K_{min} ,$$

permet de quantifier l'intensité de l'anisotropie de l'orientation des grains ;

- Le degré d'anisotropie corrigé (Jelinek, 1981),

$$Pj = \exp \left(\sqrt{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]} \right)$$

où $\eta_1 = \ln(K_1)$, $\eta_2 = \ln(K_2)$, $\eta_3 = \ln(K_3)$ et $\eta_m = \sqrt[3]{\eta_1 \cdot \eta_2 \cdot \eta_3}$;

- Le facteur de forme (Granar, 1958),

$$q = \frac{K_{max} - K_{int}}{0,5 \times (K_{max} + K_{int}) - K_{min}} ,$$

permet de déterminer l'importance de la linéation par rapport à la foliation, Avec q =

0 quand la fabrique est planaire et $q > 0$ pour une fabrique linéaire ;

- Le facteur de forme (Jelinek, 1981),

$$T = \frac{2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3}{\eta_1 - \eta_3}$$

où $\eta_1 = \ln(K_1)$, $\eta_2 = \ln(K_2)$ et $\eta_3 = \ln(K_3)$

La forme de l'ellipsoïde de fabrique magnétique peut être qualifiée d'aplatie, quand la foliation domine, ou d'oblongue, quand la linéation domine (respectivement *oblate* et *prolate* en anglais) ; et peut être déterminée à l'aide du diagramme de Jelinek (1981) qui prend en compte les valeurs du facteur de forme T (fabrique aplatie quand $0 < T < 1$, oblongue quand $-1 < T < 0$ et neutre quand $T = 0$) et du degré d'anisotropie corrigé Pj (Fig. 3.7)

L'anisotropie de susceptibilité magnétique, dans le cadre de cette étude, a été mesurée sur 240 échantillons prélevés dans des boîtes non magnétiques orientées de 2 cm de côté (8 cm^3 ; Fig. 3.8). La susceptibilité magnétique a été mesurée sur chaque échantillon dans 15 directions différentes avec un AGICO™ Kappabridge MFK1-B à une fréquence de 200 A/m (par Salomé Guignard en 2014, stagiaire de Jean-Luc Schneider, EPOC, UMR 5805, CNRS - Université de Bordeaux). Les informations sur les directions d'écoulement des overwashes responsables du dépôt sont résumées sous la forme de projections stéréographiques des axes principaux de chaque échantillon ainsi que les orientations moyennes des axes principaux des échantillons de la carotte (Hext-Jelinek statistics ; Jelinek, 1978).

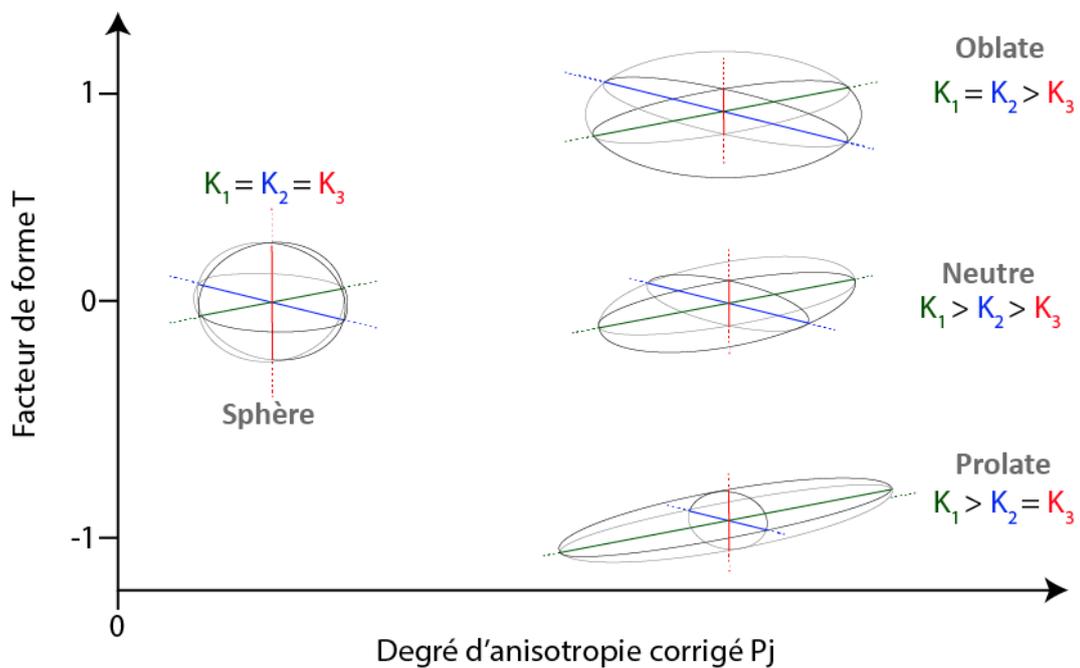


Figure 3.7. Variations de fabriques magnétiques dans le diagramme de Jelinek.

La nature des particules magnétiques a été identifiée par spectrométrie Raman (laboratoire PACEA, Université de Bordeaux), à l'aide d'un microspectromètre SENTERRA (Brucker Optics, Ettlingen, Germany). Les résultats des mesures ont été automatiquement comparés à la base de données RRUFF (Downs, 2006).



Figure 3.8. Échantillonnage d'une carotte pour les analyses ASM dans des boîtes orientées

3.4. Résultats

3.4.1. Évolution morphologique du site avant l'overwash et initiation du dépôt de washover

L'analyse des photos aériennes (Fig. 3.5) montre que le trait de côte à l'Ouest de la pointe de Gatseau a reculé en moyenne de 26 m par an entre 2010 et 2015. Ce retrait très rapide du trait de côte a entraîné une érosion presque complète de la dune frontale d'orientation NNO-SSE qui protégeait le domaine rétrolittoral de la pointe de Gatseau des assauts de l'océan. En 2010, les restes de cette dune frontale présentaient des alternances de points hauts et bas correspondant respectivement aux intersections entre la dune et les paleo-crochons et aux intersections entre la dune et les dépressions inter-crochons. Les observations de terrain ont montré que les premiers événements d'overwash menant à la mise en place de trois dépôts de washover sur la pointe de Gatseau ont eu lieu au cours de l'hiver 2013-2014. Cette étude se concentre sur le dépôt le plus au Nord parmi les trois observés (Fig. 3.5), qui était le plus développé en 2014.

3.4.2. Conditions hydrodynamiques durant l'hiver 2013-2014 à la pointe de Gatseau

Le niveau marin et le climat de vague a été modélisé au large du site de Gatseau sur la période couvrant l'hiver 2013-2014 (du 01/12/2013 au 15/03/2014, Fig. 3.9). Pendant cet hiver, 4 périodes de marée de vives eaux ont pu être observées, avec des niveaux d'eau astronomiques atteignant ou excédant 2,5 m au-dessus du niveau moyen au marégraphe de la Cotinière (15 km au Nord du site d'étude, sur la côte Sud-Ouest de l'île d'Oléron). Pour référence, les niveaux astronomiques atteints à la Cotinière par coefficient de marée de 120 atteignent 2,75 m au-dessus du niveau marin moyen. Les modèles ont pu reproduire les tempêtes mentionnées dans la section 3.2.2. Les surcotes générées par ces tempêtes, mesurées au port de la Cotinière, n'ont été que modérées, avec des valeurs maximum de 0,5 à 0,7 m. Par comparaison, la surcote associée à la tempête Xynthia (en février 2010) a

atteint 1,45 m dans le port de la Cotinière (Bertin et al., 2015). Durant cet hiver, les niveaux d'eau ont atteint 10 fois des hauteurs situées entre 2,5 et 2,8 m au-dessus du niveau moyen, pendant des marées hautes de vives eaux, au niveau de ce marégraphe. Ces valeurs de niveaux d'eau sont inférieures d'environ 1 m au niveau d'eau atteint pendant la tempête Xynthia, toujours au même endroit (Bertin et al., 2015).

Les vagues modélisées ont été comparées aux vagues mesurées au niveau de la bouée Gascogne située au sommet d'une colonne d'eau de 4500 m (5,00° W ; 45,23° N ; Fig. 3.10). Cette comparaison montre une très bonne correspondance entre les données modélisées et les données mesurées avec une erreur normalisée de 10 et 13 % respectivement pour la hauteur significative et pour la période moyenne, ce qui correspond aux erreurs observées dans la littérature. Les données du modèle, comme celles mesurées, montrent que la hauteur significative des vagues a atteint ou dépassé 10 m, 6 fois et 12 m, 4 fois, avec des périodes de pic associées dans une gamme de 19 à 22 s. Individuellement, aucun de ces événements n'est exceptionnel, puisque les périodes de retour associées à ces hauteurs de vagues sont comprises entre 1 et 3 ans, d'après l'analyse de Nicolae Lerma et al. (2015). Cependant, la succession de ces événements au cours d'un seul hiver est, elle, exceptionnelle, comme l'ont montré Masselink et al. (2016), puisque le climat de vague observé lors de cet hiver est le plus énergétique sur la période 1948-2015, dans l'Atlantique Nord-Est.

Les hauteurs significatives des vagues dans la bande gravitaire ($H_{m0,G}$) et dans la bande infragravitaire ($H_{m0,IG}$) ont aussi été modélisées sur un profil cross-shore local, entre le large (par 30 m de fond) et la crête du washover, via XBeach (Fig. 3.9). Par 30 m de fond, $H_{m0,G}$ a atteint 5 m, 8 fois, et a dépassé 6 m, 4 fois, pour atteindre parfois un maximum de 7,5 m une fois (lors des tempêtes Christina/Hercules, 06-07/01/2014, Petra, 05/02/2014, Ruth, 07-08/02/2014, et Christine, 03/03/2014). Cependant, à cause de la morphologie très dissipative de la plage, $H_{m0,G}$ décroît très rapidement en se propageant sur l'avant-côte et n'excède jamais 1,0 m à la côte. Les hauteurs significatives des vagues dans la bande infragravitaire $H_{m0,IG}$ ont atteint ou dépassé 8 fois 1,5 m et ont même dépassé 2 m le 07/02/2014. À la différence des ondes gravitaires, les ondes infragravitaires, qui prennent de l'ampleur sur l'avant côte, subissent très peu de dissipation dans les petits fonds et ont

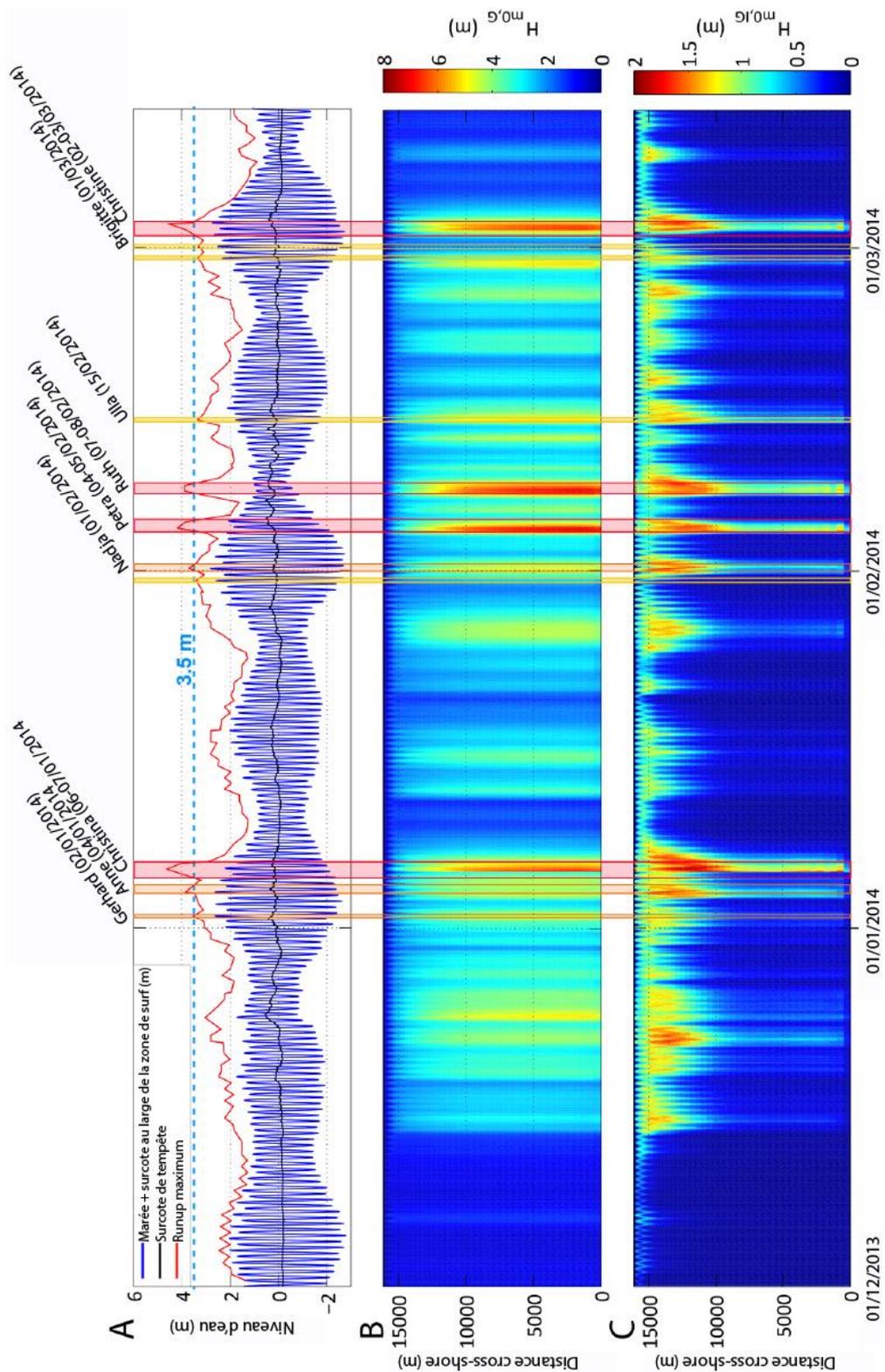


Figure 3.9. (A) Séries temporelles de la surcote modélisée (noir) et de la marée additionnée à la surcote (bleu) au point d'origine du profil cross-shore (Fig. 3.1), et runup maximum (rouge, à la côte) entre le 01/12/2013 et le 15/03/2014. Séries temporelles des hauteurs significatives des vagues dans la bande gravitaire (B) et dans la bande infragravitaire (C) modélisées au long du profil cross-shore (Fig. 3.1).

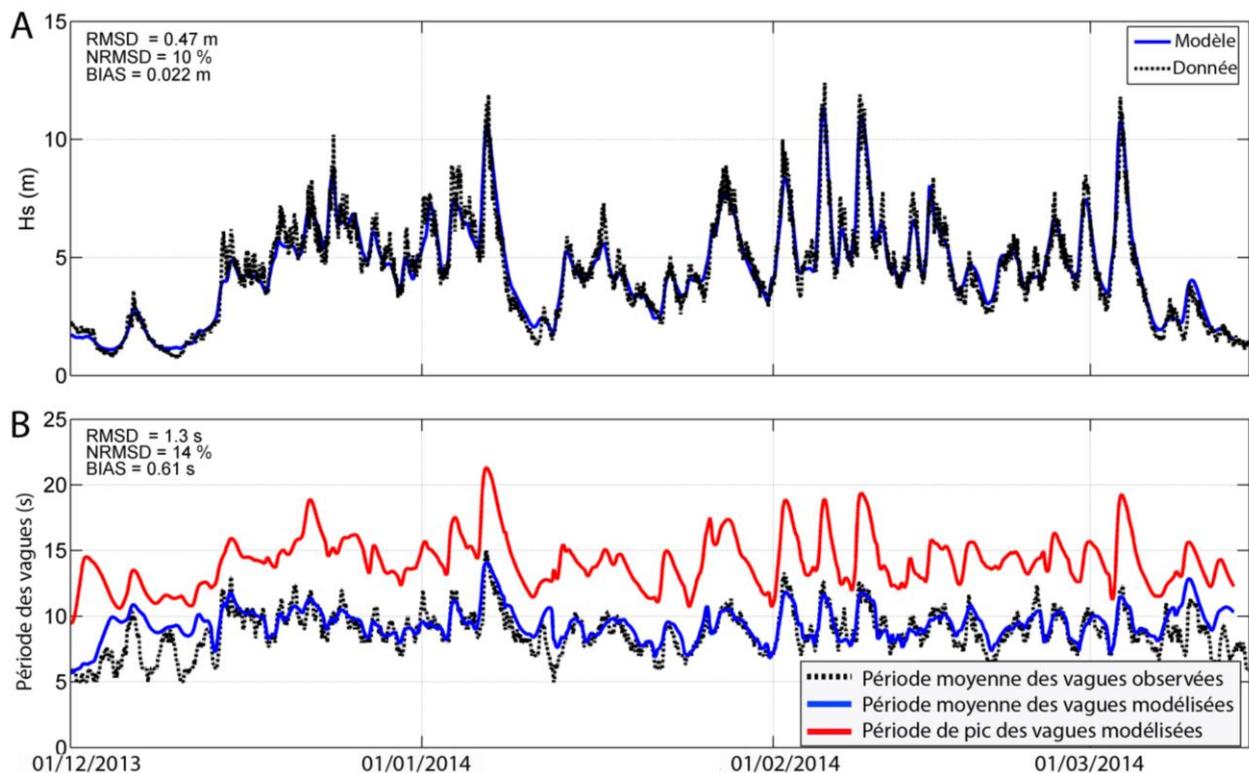


Figure 3.10. (A) Séries temporelles des hauteurs significatives des vagues modélisées (bleu) et mesurées (noir) à la bouée Gascogne (5,00° W ; 45,23° N). (B) Séries temporelle des périodes moyennes des vagues modélisées (bleu) et observées (noir), et périodes de pic des vagues modélisées (rouge) la bouée Gascogne.

dépassé 1,0 m de hauteur significative à la côte. Les plus hautes valeurs de *runup* maximum modélisées à la côte correspondent aux pics de H_{m0} des ondes infragravitaires décrits plus haut, généralement combinés à une marée haute de vive eau. Par conséquent, les valeurs de *runup* maximum ont excédé 4 m au-dessus du niveau moyen trois fois, pendant les tempêtes Christina/Hercules (06-07/01/2014), Petra (05/02/2014), et Christine (03/03/2014). Le *runup* maximum a aussi dépassé 3,5 m au-dessus du niveau moyen lors de 4 tempêtes : Gerhard (02/01/2014), Anne (04/01/2014), Nadja (02/02/2014) et Ruth (07-08/02/2014) ; ce qui a potentiellement aussi pu engendrer l'overwash de la barrière.

3.4.3. Observations et mesures des overwash et des processus de dépôt associés sur le terrain

Une vidéo disponible sur internet d'un écoulement d'overwash majeur, se déroulant pendant la tempête Nadja (02/02/2014, <https://www.youtube.com/watch?v=ITT1WUNRyGU>, dernier accès le 25/08/2017) permet d'observer, un écoulement d'overwash très turbulent, durant plus d'une minute, suggérant qu'il a été déclenché par une onde infragravitaire (un overwash lié uniquement à une vague gravitaire aurait duré moins longtemps).

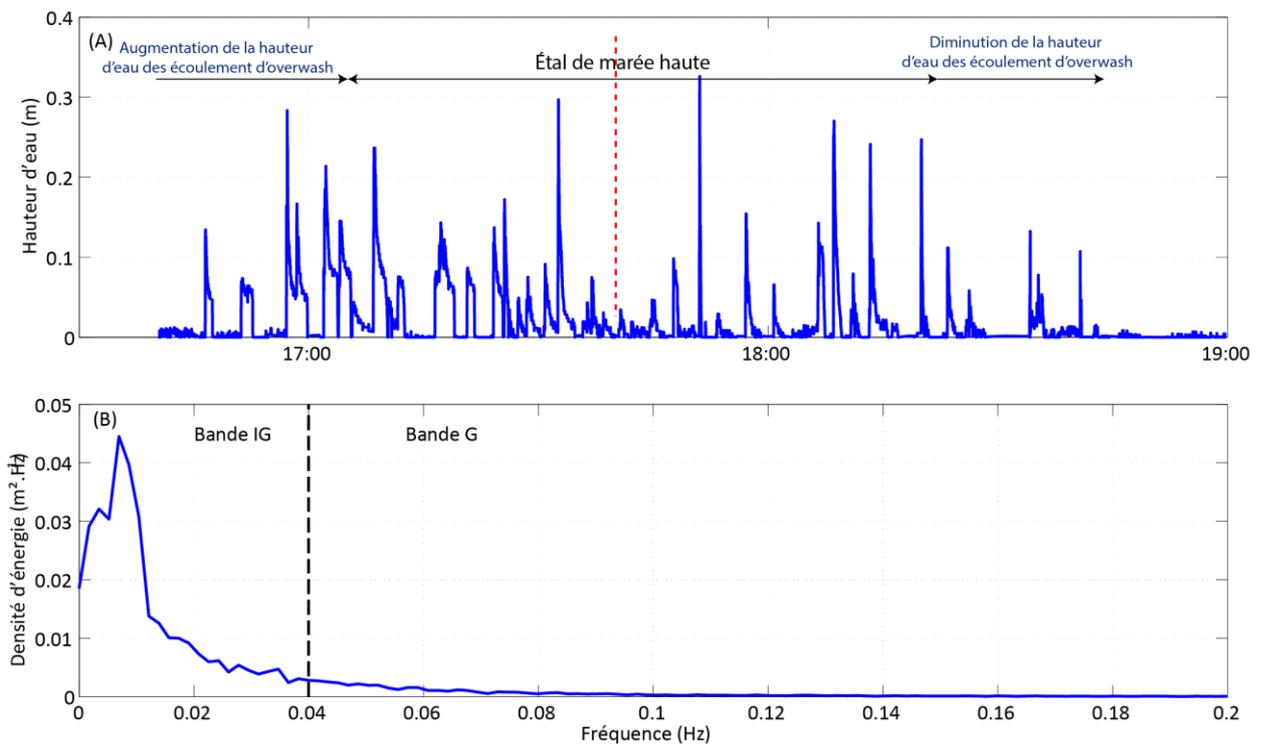


Figure 3.11. (A) Hauteur d'eau à la crête du washover lors de la marée haute pendant l'évènement d'overwash du 8 février 2016 ; les variations de niveau d'eau à la côte dues à la marée pendant l'étal de marée haute de dépassent pas 9 cm. (B) Densité d'énergie (m² / Hz) en fonction de la fréquence (Hz) montre un pic autour de 0,01 Hz (100 s).

Le capteur de pression déployé sur la crête du washover lors de la tempête du 8 février 2016, pendant la marée haute de vive-eau, a enregistré 35 à 40 écoulements d'overwash pendant 2h, ce qui correspond à une fréquence d'un écoulement d'overwash toutes les 3 à 3,4 minutes (Fig. 3.11A). La durée des écoulements est comprise entre 1 et presque 3 minutes (Fig. 3.11A). De plus, l'analyse spectrale des données du capteur de

pression (Fig. 3.11B) montre que la densité d'énergie des vagues est principalement concentrée dans la bande infragravitaire, avec des valeurs inférieures de deux ordres de magnitude dans la bande gravitaire. Le cumul de ces observations confirme que l'overwash sur le site de la pointe de Gatseau est principalement dû au développement d'importantes ondes infragravitaires en conditions de tempête, et dans une moindre mesure aux vagues gravitaires.

Les observations de terrain lors de l'évènement du 8 février 2016 ont aussi montré lors du passage d'un overwash, que l'eau s'écoulait d'abord sur toute la surface du dépôt, entre les deux crochons. Avec la diminution de la hauteur d'eau au sein de l'écoulement, celui-ci se chenalisait, avant de se terminer. Cette campagne de terrain a aussi permis d'observer en direct les processus hydro-sédimentaires et la formation de structures allant de la petite ride à l'antidune sur la surface dépôt de washover.

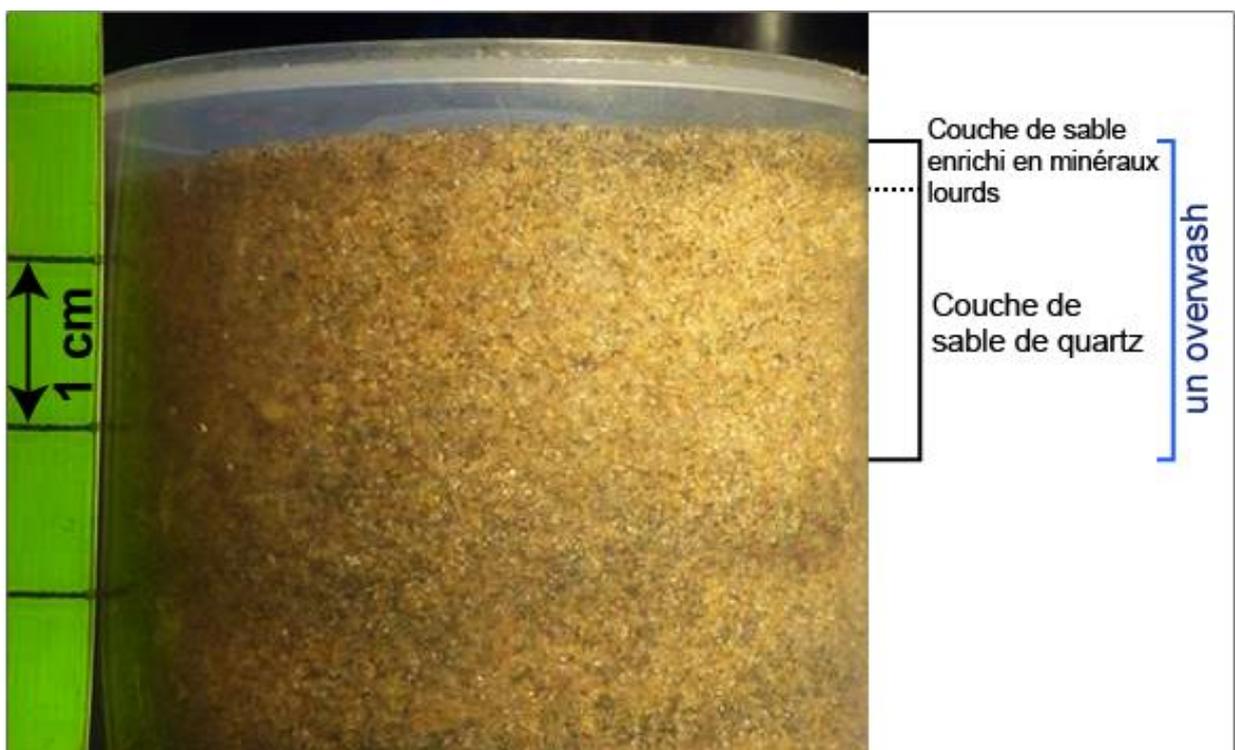


Figure 3.12. Carotte courte prélevée directement après un overwash provoqué par une onde infragravitaire pendant l'évènement du 8 février 2016, montrant le dépôt résultant de cet overwash comprenant une lamine composée à sa base de sable de quartz et à son sommet du sable enrichi en minéraux lourds.

Une carotte courte échantillonnée directement après un écoulement d'overwash (Fig. 3.12), lors de ce même évènement a montré que le dépôt résultant d'un overwash était composé d'une lamine, comprenant une couche de sable de quartz à la base et une fine couche de sable plus riche en minéraux lourds à son sommet.

3.4.4. Morphologie du dépôt de washover

Le dépôt de washover s'est mis en place dans une dépression entre deux crochons et présente une morphologie allongée (environ 210 m de long et 30 m de large, Fig. 3.5). La terminaison du dépôt, à l'Est, se subdivise en deux parties, de part de d'autre d'un crochon. L'épaisseur du dépôt a été estimée à partir de trois méthodes différentes : (1) l'imagerie géoradar, (2) les carottes sédimentaires et les tranchées, (3) les variations de topographie entre les MNT de 2010 et 2015 (Fig. 3.13).

Le long du profil radar P1, un réflecteur de forte amplitude, nommé S_0 est observé entre 130 et 210 m. Les réflecteurs au sein des dépôts sus-jacents sont en downlap sur S_0 . De plus, la profondeur de S_0 sur la partie distale du profil P1 (entre 165 et 210 m) est très proche de la position de la surface sur le MNT du LiDAR de 2010. S_0 est donc interprété comme la base du dépôt sur les profils radar. Cependant, dans la partie proximale du dépôt (vers l'Ouest), S_0 ne peut pas être identifié sur le profil P1. La profondeur de la base du dépôt sur sa partie proximale ne peut donc être estimée qu'à partir de la surface du MNT de 2010, des carottes et des tranchées.

Dans les carottes et les tranchées, le dépôt de washover apparaît comme très laminé (alternance de couches de sable de quartz et de couches de sable enrichi en minéraux lourds). Quand les tranchées sont suffisamment profondes et les carottes suffisamment longues pour échantillonner toute l'épaisseur du dépôt, la base du dépôt est facilement identifiable par (1) la présence d'herbe couchée qui poussait là avant la mise en place du dépôt ; (2) le contraste de couleur entre les sédiments sous-jacent très foncés (traduisant un contenu en matière organique plus important typique d'un sol végétalisé) et les sables laminés du washover. La surface basale du washover est ainsi observée dans les carottes et les tranchées à 110, 90, 55, 43, 36 et 16 cm de profondeur par rapport à la surface actuelle, dans les tranchées T2, T3 et T4 et dans les carottes OW5, OW6 et OW7, respectivement. Des

différences d'épaisseur de l'ordre de 30 à 60 cm sont observées entre l'estimation de l'épaisseur du dépôt par la profondeur de S_0 sur le profil géoradar et par les carottes et les tranchées. Cette divergence peut s'expliquer par :

- Le temps écoulé entre les différentes campagnes de terrain (les carottages ont été effectués en février 2014, l'acquisition géoradar, en février 2015 et l'excavation des tranchées, en juillet 2015). En effet, quelques évènements d'overwash ont eu lieu après février 2014, début mars 2014 par exemple (Fig. 3.4). D'autres évènements d'overwash mineurs ont aussi pu avoir lieu pendant l'hiver suivant, avant février 2015. Le transport éolien et la recolonisation par la végétation ont également pu contribuer à modifier la surface du dépôt.
- La distance entre les positions des profils radar et celles des carottes et tranchées qui peut être de 1 à 2 m, étant donné la précision des mesures GPS. De plus, la surface du dépôt et de sa base présentent des altitudes qui peuvent varier jusqu'à 30 cm sur de telles distances. Ces micro-variations topographiques peuvent être dues (1) au creusement très localisé de la surface du dépôt par les chenaux fonctionnant à la fin des écoulements d'overwash ; (2) à la présence de larges objets comme des troncs d'arbres dans le dépôt pouvant aussi perturber localement l'écoulement et donc les processus d'érosion et de dépôt.

Malgré ces incertitudes, l'épaisseur du dépôt de washover peut être estimée à environ 2 m dans sa partie proximale, et diminue pour n'atteindre que quelques cm à son extrémité distale (vers l'Est). La différence de topographie entre les MNT de 2010 et 2015 donne un volume de dépôt de $8200 \pm 1000 \text{ m}^3$.

3.4.5. Architecture interne et sédimentologie du dépôt de washover

- Architecture générale du dépôt

Les profils géoradar P1 et P2 (Fig. 3.13B, D) montrent des réflecteurs parallèles, subhorizontaux ($< 1^\circ$) ; légèrement plus pentés au niveau de l'extrémité distale (Est) du dépôt (jusqu'à 4°), au-dessus de S_0 .

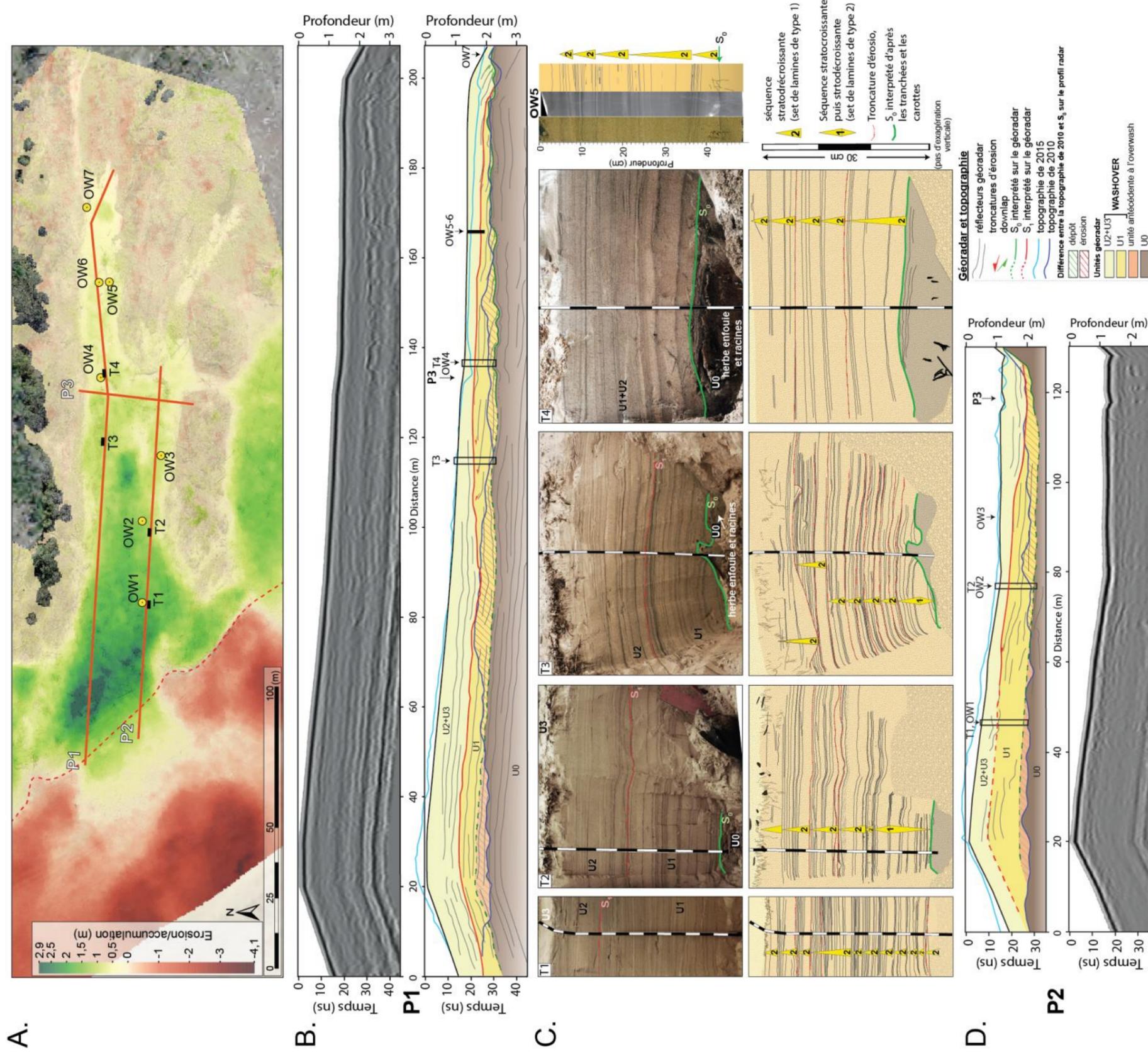


Figure 3.13. (A) Variations d'altitude entre le MNT du LiDAR de 2010 et le MNT au drone de 2015, montrant les volumes de dépôts dans le washover et l'érosion de la plage et de l'ancienne dune frontale. (B) Radargramme et interprétation du profil P1 avec les profils topographiques des MNT de 2010 et 2015. (C) Photographies et interprétations des tranchées T1, T2, T3, T4 et photographie, Rx et interprétation de la carotte OW5. (D) Radargramme et interprétation du profil P2 avec les profils topographiques des MNT de 2010 et 2015. Le radargramme et l'interprétation du profil P3 peut être trouvé dans l'annexe 2.

Une discordance de premier ordre, nommée S_1 , peut être observée à la fois sur les profils radar, les tranchées et les carottes. Sur les profils radar (entre 105 et 130 m sur le profil P1 et autour de 62 m sur le profil P2), S_1 est identifiée par les tronçures d'érosion des réflecteurs de la partie inférieure du dépôt, nommée unité U_1 . S_1 est aussi observée à 50 cm de profondeur dans la tranchée T3 (localisée à 115 m sur le profil P1), et repérée par les tronçures des couches appartenant à l'unité U_1 . Vers la mer, comme vers la terre, de part et d'autre de la zone où S_1 est identifiable par les tronçures d'érosion (entre 105 et 130 m), S_1 est parallèle aux réflecteurs des unités inférieure U_1 et supérieure U_2 sur les profils radar, mais peut être corrélé latéralement avec des surfaces d'érosion observées sur les tranchées T1 et T2 et dans les carottes OW4, OW5 et OW6, à 55, 55, 40, 36 et 21 cm de profondeur respectivement.

Quelques cm sous la surface du dépôt, une discontinuité entre du sable laminé à la base et du sable sans cohésion au-dessus peut être observée dans les tranchées. L'unité supérieure de sable sans cohésion est nommée U_3 , elle mesure environ 15 cm d'épaisseur dans la partie proximale du dépôt et s'affine pour ne faire plus que quelques cm, vers l'extrémité distale du dépôt. Cette unité correspond à un drapage de sédiments éoliens.

- Variabilité granulométrique au long du dépôt

La granulométrie moyenne du washover a été mesurée sur l'ensemble des carottes, et montre une diminution globale de la taille de grain moyenne de la mer vers la terre, comme le montrent les moyennes de taille de grain de 379,0, 366,7, 354,7, 348,6, 345,0 et 318,0 μm , dans les carottes OW1, 2, 3, 4, 5 et 7 respectivement. La seule exception a été mesurée dans la carotte OW6 avec une taille de grain moyenne de 355,3 μm . Le dépôt de washover contient aussi des éléments plus gros comme des branches d'arbres, des troncs ou des déchets, provenant des zones environnantes.

Pour la suite de la description sédimentaire, nous définissons une lamine comme une alternance composée de sable de quartz et de sable enrichi en minéraux lourds ; et un ensemble de lamines (laminaset) comme (1) une succession de lamines à caractère stratodécroissant (80 % des laminaset observés dans l'ensemble des tranchées et carottes

et 100 % des laminasets observés dans les tranchées T1 et T4), ou (2) une succession de lamines stratocroissantes à la base puis stratodécroissantes au sommet. L'épaisseur des laminasets varie entre 7 et 29 cm et comprend entre 3 et 24 lamines. Le nombre de laminasets diminue de la zone proximale vers l'extrémité distale du dépôt avec successivement 11, 5, 7, 5, 5, 3 et 3 laminasets respectivement dans les tranchées T1, T2, T3, T4 et les carottes OW4, OW6 et OW7.

La taille de grain moyenne a été mesurée à l'échelle de la lamine dans la carotte OW4. Les couches de sable de quartz ont une granulométrie moyenne de 399,6 et 403,2 μm à 11 et 22,8 cm de profondeur respectivement ; les couches de sable enrichies en minéraux lourds ont une granulométrie moyenne de 316,7 et 334,6 μm à 12 et 23,7 cm de profondeur respectivement. Une expérience de décantation avec un échantillon de sable du washover de Gatseau réalisée en laboratoire a montré que la vitesse de chute des grains de quartz était supérieure à celle des grains de minéraux lourds, bien que ces derniers aient une densité plus élevée que celle du quartz.

- Structures sédimentaires à petite échelle

Des discordances érosives de second ordre ont été observées dans les tranchées et les carottes. Ces discordances sont la plupart du temps localisées à la base ou proches de la base des laminasets, et particulièrement dans la tranchée T3, mais ont aussi été parfois observées au sein des laminasets.

Bien que la majeure partie du dépôt soit composé de lamines parallèles subhorizontales, d'autres structures sédimentaires ont aussi pu être observées localement. Des laminations obliques planes orientées vers l'aval du sens du courant (vers l'Est) ont été observées au sommet de deux laminasets (à 50 cm de profondeur dans T2 et à 70 cm de profondeur dans T3). Elles sont interprétées comme un litage de rides de courant, associées à du transport et dépôt de sédiment sous un régime d'écoulement inférieur (nombre de Froude < 1). Des laminations obliques planes orientées vers l'amont du sens du courant (vers l'Ouest) ont été observées au milieu de trois laminasets (à 60 cm de profondeur dans T3 et à 25 et 72 cm de profondeur dans T2), et au sommet d'un laminaset (à 35 cm de profondeur

dans T2), et peuvent être surmontées par une discordance érosive. Ces dernières figures sont interprétées comme un litage d'antidunes, associées à du transport et dépôt de sédiment sous un régime d'écoulement supérieur (Nombre de Froude >1).

3.4.6. Susceptibilité magnétique et anisotropie

- Nature des minéraux magnétiques

Les susceptibilités magnétiques moyennes (K_{mean}) de l'ensemble des échantillons sont comprises entre $0,344 \cdot 10^{-3}$ et $9,128 \cdot 10^{-3}$ SI, avec une moyenne de $2,6 \cdot 10^{-3}$ SI. Ces résultats suggèrent, au premier ordre, une forte contribution de minéraux ferromagnétiques à la susceptibilité magnétique du sédiment (Rochette et al. 1992), avec une influence mineure de minéraux para- et diamagnétiques.

Le sédiment est principalement composé de quartz avec une petite proportion de minéraux lourds. Le spectre Raman montre des pics caractéristiques à 308, 540 et 670 r.cm^{-1} (mesurés sur du sédiment prélevé à 2,6 cm de profondeur dans la carotte OW6 ; Fig. 3.14A), qui confirment la présence de magnétite (dont les grains font jusqu'à 200 μm de diamètre), comme contributeur principal à la susceptibilité magnétique du sédiment. Des bandes chevauchantes autour de 300, 410-420 et 1300 r.cm^{-1} suggèrent un début d'oxydation de la magnétite (Shebanova et Lazor, 2003). Les variations de susceptibilité magnétique entre les échantillons proviennent certainement des variations dans la proportion de magnétite dans l'échantillon (puisque les cubes d'échantillonnage font environ 2 cm de côté, alors qu'une lamelle ne fait que quelques mm à quelques cm d'épaisseur, et ne contient une proportion significative des minéraux lourds et donc de magnétite qu'à son sommet).

- Anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM)

Les sédiments dans le dépôt de washover sont magnétiquement anisotropiques. Le degré d'anisotropie P, pour tous les échantillons, est relativement faible, avec une moyenne de 6%. Quel que soit le site, il n'y a pas de corrélation entre le degré d'anisotropie P et la susceptibilité moyenne K_{mean} , ce qui indique que la fabrication magnétique des sédiments a un

caractère primaire (et ne résulte pas de variations dans la proportion de magnétite dans le sédiment ; Fig. 3.14B). La forme des ellipsoïdes de fabrique magnétique est aplatie (oblate) pour la majeure partie des échantillons et oblongue (prolate) pour une plus petite partie des échantillons qui sont aussi caractérisés par un degré d'anisotropie corrigé (P_j) plus faible (Fig. 3.14C).

Les paramètres de la fabrique magnétique (K_{mean} , L, F, P et q) montrent des évolutions verticales aux caractéristiques similaires au long de chaque carotte et avec peu de variabilité latérale le long du dépôt. Les carottes OW4 et OW6 sont prises en exemple dans la description suivante (Fig. 3.15). Dans chaque carotte, les paramètres de la fabrique magnétique ont des valeurs similaires :

- le degré d'anisotropie (P) est compris entre 1,033 et 1,140 (pour OW6) et entre 1,042 et 1,138 (pour OW4) ;
- La linéation (L) est comprise entre 1,008 et 1,039 (pour OW6) et entre 1,012 et 1,050 (pour OW4) ;
- La foliation (F) est comprise entre 1,019 et 1,097 (pour OW6) et entre 1,017 et 1,089 (pour OW4) ;
- Le facteur de forme (q) est compris entre 0,275 et 0,597 (pour OW6) et entre 0,259 et 0,957 (pour OW4).

Les variations de foliation, F et du degré d'anisotropie, P suivent les mêmes tendances et semblent être corrélées aux variations de lithologie au long des carottes. F et P présentent des valeurs plus fortes en présence de niveaux enrichis en minéraux lourds qui présentent une foliation très claire, et qui présentent aussi, des valeurs de susceptibilité magnétique moyenne (K_{mean}) plus fortes. Il est intéressant de noter que le degré d'anisotropie, P augmente parallèlement à la susceptibilité magnétique moyenne, K_{mean} . Cependant les valeurs de la linéation (L) ne suivent pas forcément la même évolution verticale au long des carottes et que son expression est plus faible que celle de la foliation (F). Le facteur de forme (q) ne varie pas avec la lithologie. Les variations verticales des paramètres de la fabrique magnétique reflètent des changements dans les conditions de sédimentation au cours du temps.

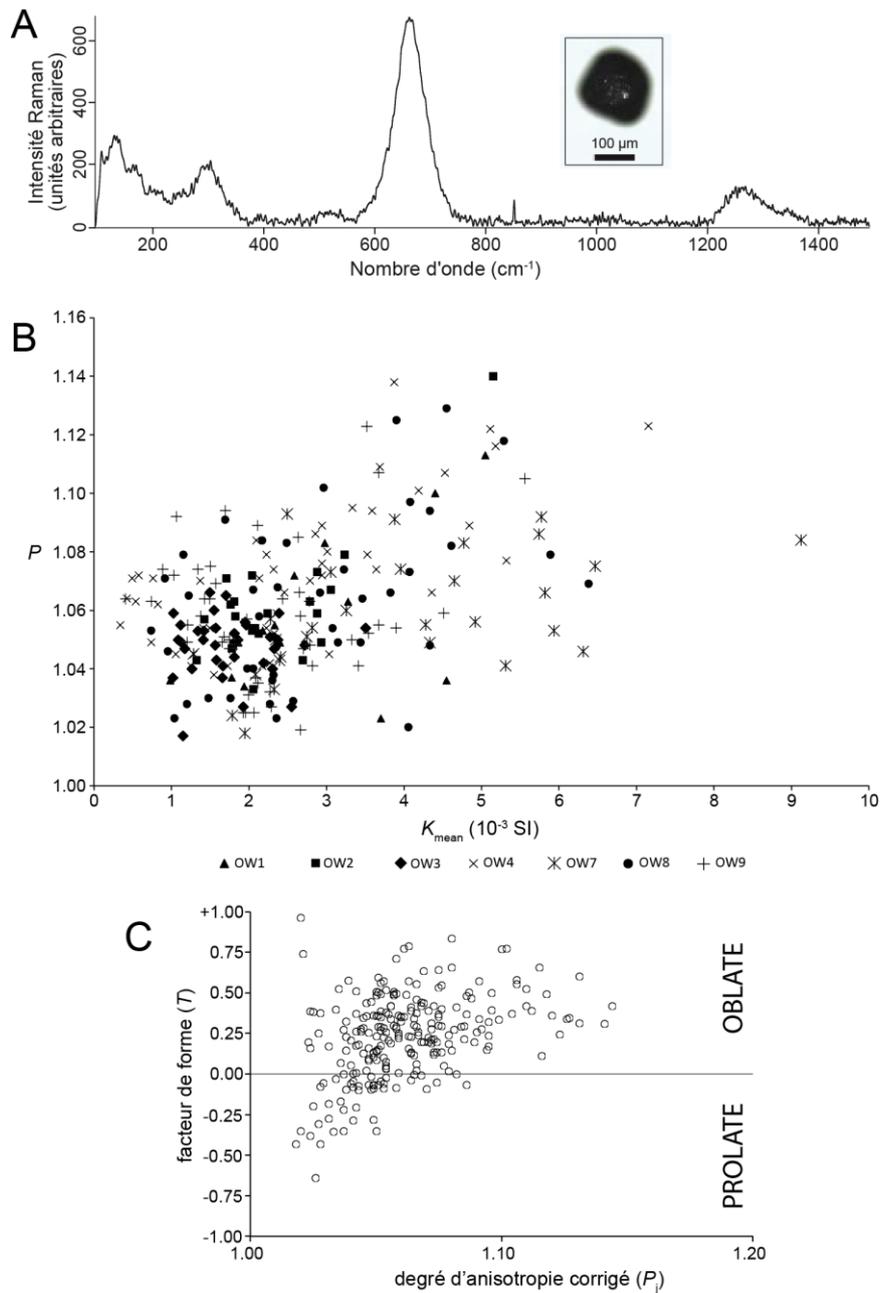


Figure 3.14. (A) Spectre Raman pour un cristal unique de magnétite (OW6 ; 2,6 cm de profondeur) ; (B) Degré d'anisotropie (P) vs. K_{mean} pour tous les échantillons de chaque carotte, on peut noter une absence de corrélation entre les deux paramètres qui suggère une fabrication magnétique d'origine primaire dans les dépôts ; (C) caractéristiques des ellipsoïdes de fabrication magnétique de chaque échantillon dans le diagramme de Jelinek (Jelinek, 1981), les ellipsoïde aplatis dominant la distribution.

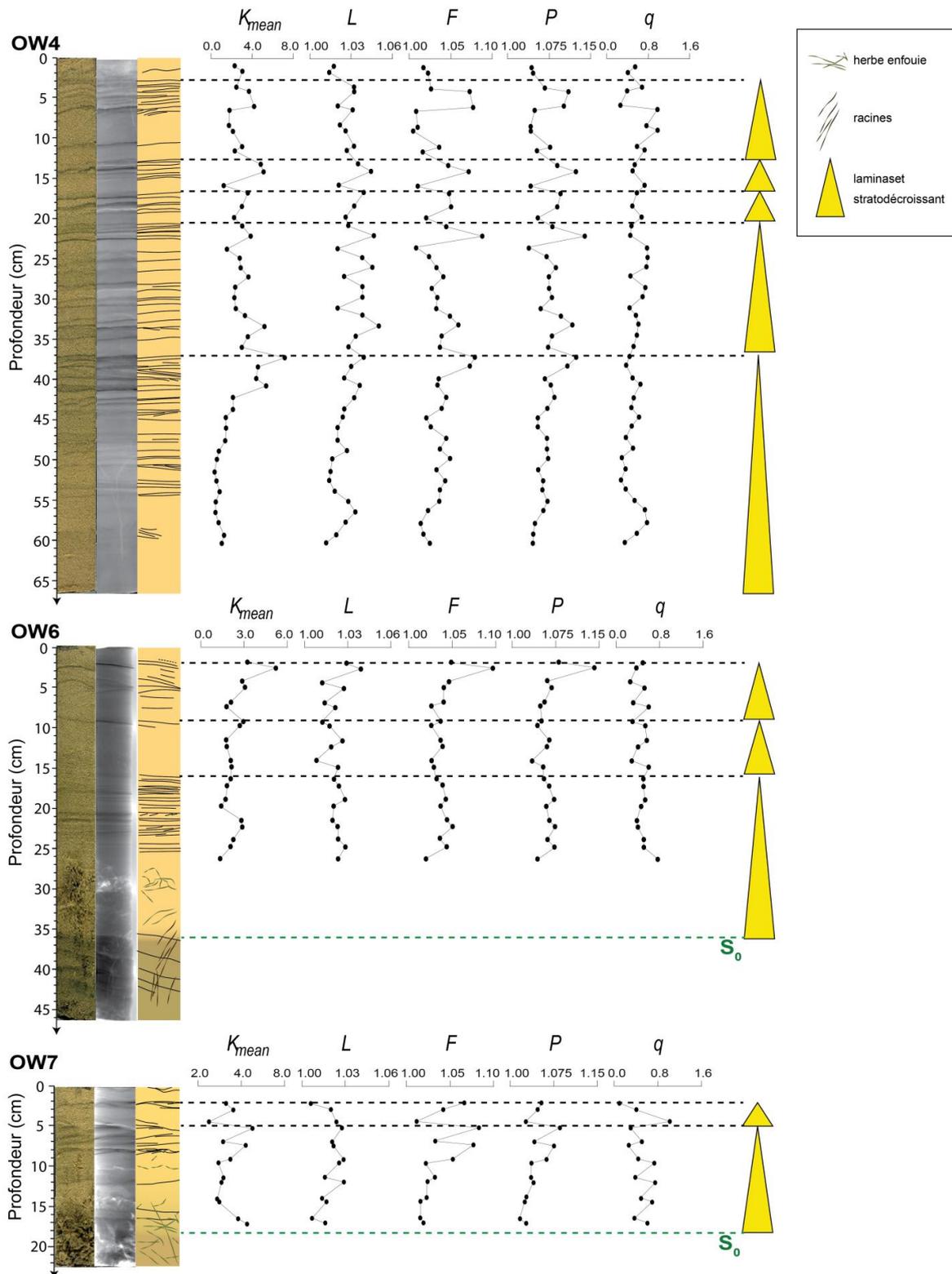


Figure 3.15. De gauche à droite, photographies, Rx, log descriptifs, paramètres de fabrication magnétique et interprétation en terme de laminasets des carottes OW4, OW6 et OW7 (Fig. 3.5 pour la localisation des carottes). Les logs des carottes OW1, 2, 3 et 5 peuvent être trouvés en annexe 2.

Sur l'ensemble des sites, les paramètres granulométriques ne présentent pas de variations verticales très fortes et ne sont pas corrélés avec les paramètres magnétiques. Les variations dans la fabrique magnétique ne sont donc pas dépendantes de la granulométrie du sédiment.

3.4.7. Évolution du site d'étude post hiver 2013-2014

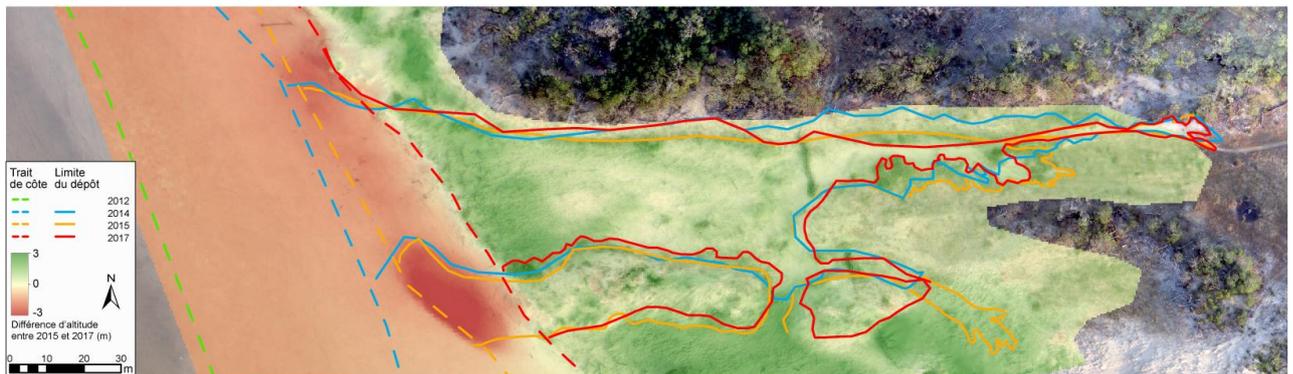


Figure 3.16. Différence d'altitude entre les MNT de 2017 et 2015 superposée sur une photo du site d'étude acquise par drone le 9 février 2017 (projet EVEX), et évolution du trait de côte et de la limite du dépôt de washover entre 2012 et 2017.

La différence d'altitude entre les MNT de 2015 et de 2017 (Fig. 3.16) montre une forte érosion de la plage associée à un taux de recul moyen de 17,7 m par an. La surface du corps principal du dépôt a peu évolué puisque les variations d'altitude ne dépassent pas 20 cm ; mis à part dans la partie proximale du dépôt, où l'augmentation d'altitude de la surface du dépôt peut aller jusqu'à 1 m en 3 ans, contre près de 2 m sur l'hiver 2013-2014. L'aire de dépôt a peu évolué aussi, et semble même avoir diminué au cours du temps dans la partie distale du dépôt. Bien que le dépôt de washover situé le plus au Nord ait peu évolué entre 2014 et 2017, les deux washovers plus au Sud ont très fortement progradé, avec une croissance supplémentaire vers l'Est pouvant atteindre 270 m (Fig. 3.17). De même, le taux de recul du trait de côte à la limite Sud de la zone des dépôts de washover est lui aussi beaucoup plus important qu'au Nord avec un taux de recul moyen de 30,4 m par an.

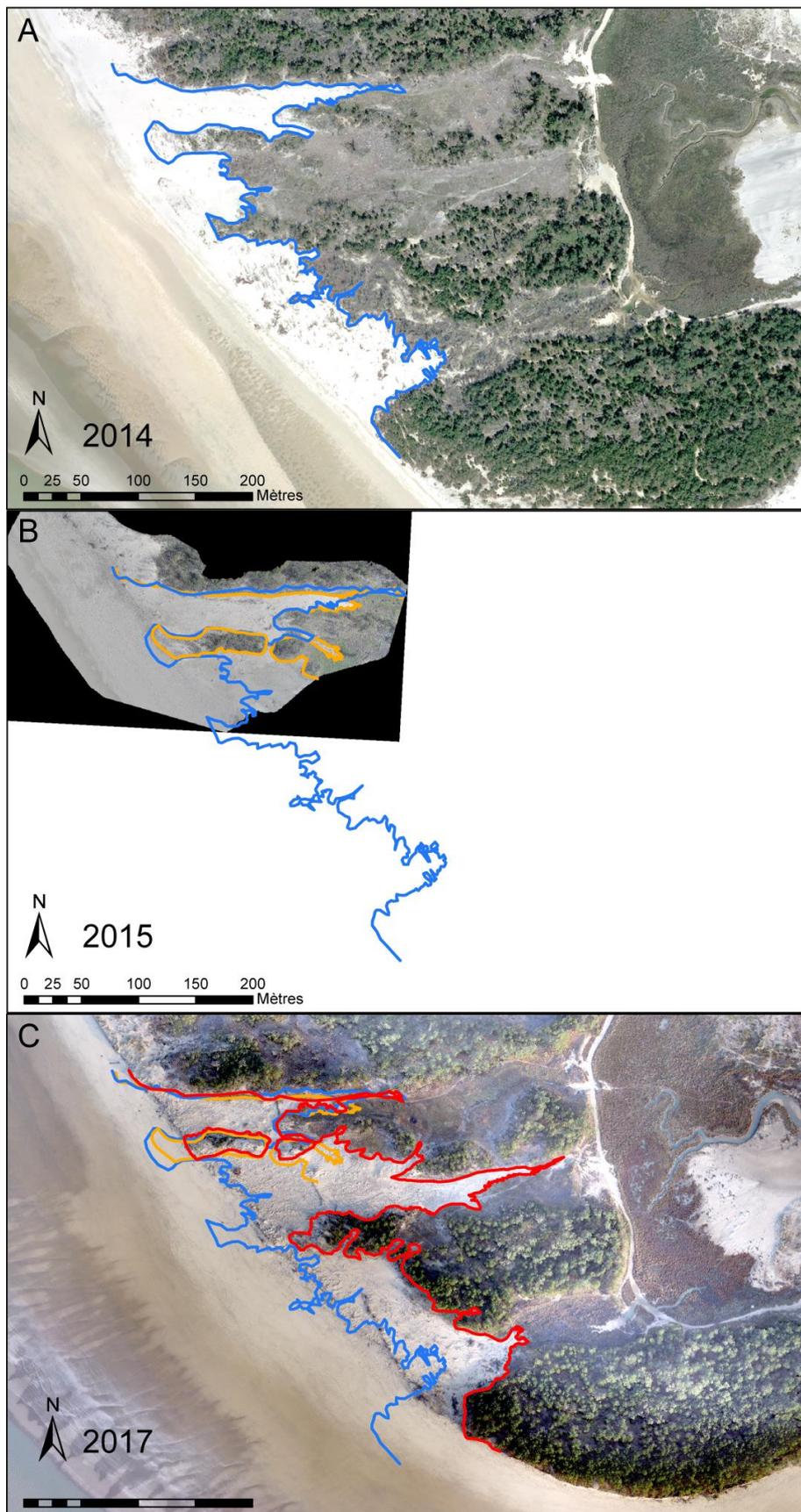


Figure 3.17.

Photographies aériennes du site d'étude (A) en 2014 (BD Ortho IGN-Géo17); (B) en 2015; (C) en 2016 (projet EVEX); et évolution des limites de dépôts des trois washover (2014 en bleu, 2015 en jaune et 2017 en rouge), le contour de 2015 n'est que partiel puisque nous ne disposons pas d'une photographie aérienne couvrant toute la pointe de Gats

3.5. Discussion

Le phénomène d'overwash sur une côte dépend de la bathymétrie de l'avant côte (e.g., Houser, 2012), de la topographie de la plage (e.g., Leatherman, 1977 ; Cohn et Ruggiero, 2016), des conditions hydrodynamiques et de la topographie de la barrière (e.g., Carter et Orford, 1981 ; Morton et Sallenger, 2003 ; Costas et al., 2006 ; Matias et al., 2008 ; Garcia et al., 2010). Dans ce cas d'étude, nous discuterons d'abord des deux principaux paramètres gouvernant le phénomène d'overwash, la morphologie et la sédimentologie du washover : (1) la morphologie antécédente de la zone rétrolittorale (Section 3.5.1) ; (2) la bathymétrie de l'avant côte combinée aux conditions de vagues incidentes, menant au développement d'ondes infragravitaires exceptionnelles (Section 3.5.2). Nous discuterons ensuite l'enregistrement sédimentaire des différents processus sédimentaires ayant lieu sur des échelles temporelles allant de la minute à la saison, dans les Sections 3.5.3, 3.5.4 et 3.5.5. Enfin, nous discuterons l'évolution de ce dépôt post- hiver 2013-2014 dans la Section 3.5.6.

3.5.1. Contrôle géomorphologique sur la submersion par overwash et sur le dépôt de washover.

La pointe de Gatseau, située sur la côte amont dérive littorale de la passe de marée de Maumusson, a subi une très forte érosion depuis 1964 (Fig. 3.1, 3.5), avec une accélération de cette tendance depuis 1996 (Fig. 3.5). Cette tendance a mené à l'érosion dramatique de la dune frontale faisant face à l'océan Atlantique, à l'Ouest de la pointe de Gatseau et protégeant le domaine rétrolittoral de ce site. Depuis 2010, les restes de cette dune sont caractérisés par des alternances de points hauts et de points bas, correspondant respectivement aux intersections entre cette dune et les paléo-crochons et dépressions inter-crochons, associés au développement antérieur de la flèche sableuse. Ces dépressions dans la dune frontale résultant de l'amincissement et de la diminution d'altitude de la dune sont donc plus vulnérables à l'overwash, comme observé par Matias et al. (2009).

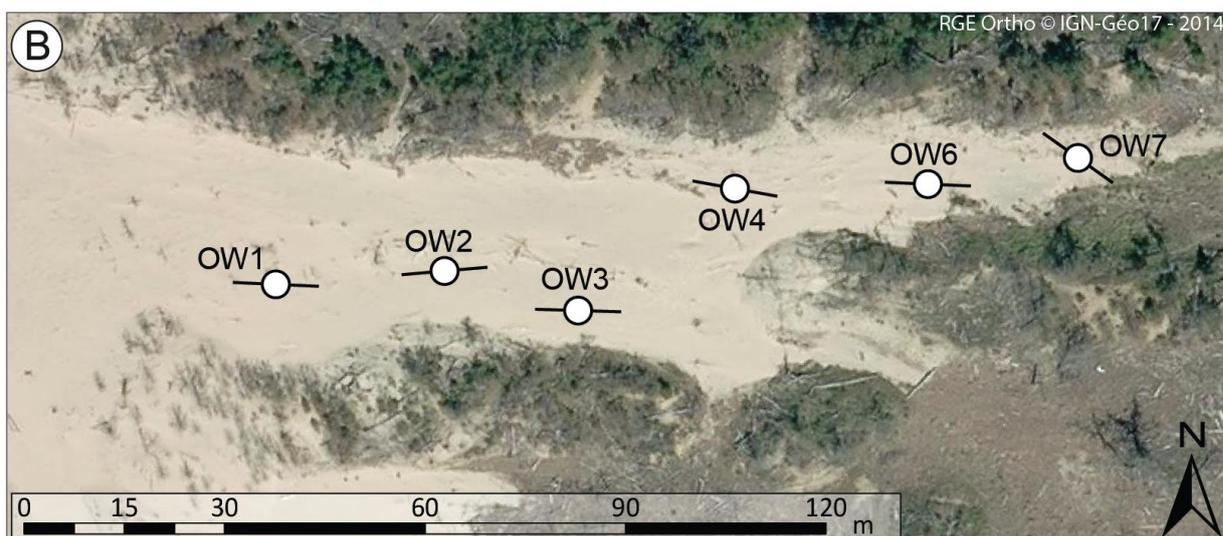
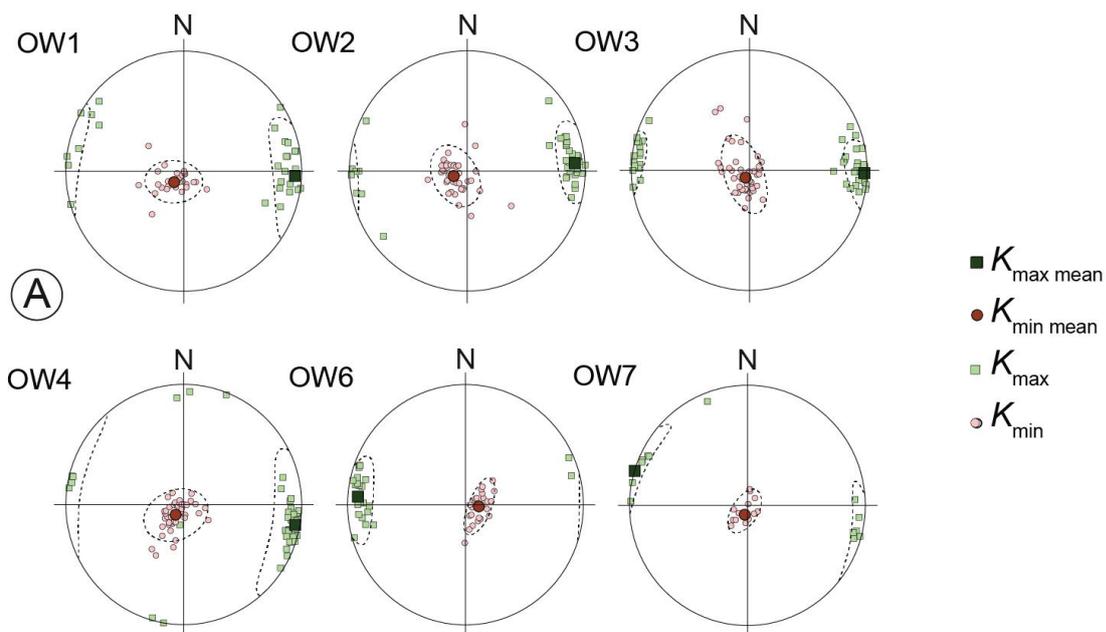


Figure 3.18. (A) Projections stéréographiques des orientations des axes principaux des ellipsoïdes de fabrique magnétique des échantillons des carottes OW1, OW2, OW3, OW4, OW6 et OW7 ; $K_{max\ mean}$ et $K_{min\ mean}$ sont les orientations moyennes des axes K_{max} et K_{min} , respectivement. (B) Projections des direction de courants estimées à partir de (A) sur une photographie aérienne du dépôt en 2014.

La morphologie du washover est fortement contrôlée par la morphologie antécédente au dépôt du domaine rétrolittoral (Morton et Sallenger, 2003 ; Donnelly et Sallenger, 2007 ; Wang et Horwitz, 2006 ; Phantuongraj et al., 2013). Le cas d'étude de la pointe de Gatseau confirme l'importance de ce paramètre de contrôle, puisque les dépôts de washover ont comblé les dépressions intercrochons, menant à la formation de dépôts

allongés contraints latéralement par les hauts topographiques des paléocrochons, perpendiculaires à la côte. Des dépôts de morphologie similaire, contraints latéralement, ont déjà été observés par Davidson-Arnott et Fisher (1992) dans des lacs, et par Matias et al. (2009).

L'orientation des axes principaux de susceptibilité magnétique K_{\max} et K_{\min} dans chaque carotte (Fig. 3.18A) permettent de reconstruire les directions des écoulements pendant le dépôt des sédiments (Taira, 1989). Les directions des écoulements sont parallèles à l'axe d'allongement du dépôt (Fig. 3.18B). L'inclinaison de $K_{\max\text{mean}}$ reflète l'imbrication générale des particules (Taira, 1989) et permet d'estimer le sens de l'écoulement. Dans ce cas, la direction de l'écoulement peut être clairement reconstruite vers l'Est pour les carottes OW6 et OW7, mais ce n'est pas le cas pour les autres carottes. Cette anomalie apparente peut être liée à un angle d'imbrication trop petit par rapport à la pente de la surface du dépôt qui est de manière générale un peu plus forte sur la partie proximale (vers la mer). Les résultats présentés ici correspondent aux projections de K_{\max} pour toute l'épaisseur du dépôt (Fig. 3.18A). La faible dispersion des données indique que les directions sont similaires pour toutes les unités superposées composant le dépôt.

L'écoulement s'étale sur une surface topographique similaire, peu rugueuse et toujours latéralement contrainte par les crochons pour chaque événement d'overwash. Dans la partie la plus distale du dépôt (OW7), les directions d'écoulement reconstruites sont obliques par rapport à celles des autres sites. Cette observation peut être interprétée comme le résultat (1) d'un écoulement perturbé par la rugosité de la surface du dépôt en raison de l'augmentation des débris d'arbres vers la partie distale du washover et/ou (2) de la diminution de la vitesse de l'écoulement.

3.5.2. Hauteurs de *runup* et processus d'overwash lié au développement d'ondes infragravitaires exceptionnelles

Le capteur de pression, déployé sur la crête du dépôt de washover lors de la tempête du 8 février 2016, a enregistré 35 à 40 écoulements d'overwash sur une durée de 2 heures pendant la marée haute de vives eaux, avec des durées d'écoulement allant de 1 à 3 minutes

(Fig. 3.11A). La durée de ces écoulements et la quasi absence d'énergie dans la bande gravitaire (Fig. 3.11B) indique que ces submersions de la barrière par overwash ont résulté d'ondes infragravitaires, comme cela a par ailleurs été observé sur la vidéo disponible d'un écoulement d'overwash pendant la tempête Nadja (02/02/2014).

L'analyse des résultats de modélisation a révélé que les niveaux d'eau extrêmes instantanés durant les tempêtes de l'hiver 2013-2014 étaient principalement forcés par les ondes infragravitaires, dont les hauteurs significatives ont excédé 1,5 m lors de 8 tempêtes et ont même atteint 2,0 m le 7 janvier 2014 (Fig. 3.9). Plusieurs études ont montré que les ondes infragravitaires dominant généralement le *runup* dans la zone de swash sur les plages dissipatives (e.g., Guza et Thornton, 1982 ; Guza et al., 1984 ; Holman et Sallenger, 1985 ; Raubenheimer et al., 1996 ; Ruessink et al., 1998 ; Ruggiero et al., 2001). Cependant, les valeurs de $H_{m0,IG}$ simulées par XBeach dans le cadre de cette étude sont significativement plus élevées que celles citées dans la littérature, alors qu'il a déjà été montré que XBeach pouvait sous-estimer les ondes infragravitaires en conditions de tempête (Stockdon et al., 2014). Des mesures de terrain récentes, menées par X. Bertin (UMR LIENSs 7266 – CNRS, Université de la Rochelle), quelques km au Nord de la zone d'étude, sous des conditions de vagues incidentes similaires à celles rencontrées pendant l'hiver 2013-2014 (Guérin et Bertin, 2017), ont aussi révélé le développement d'ondes infragravitaires atteignant presque 2 m de hauteur, ce qui suggère que les hauteurs calculées par XBeach sont réalistes. Sur les plages dissipatives, le mécanisme principal de génération des ondes infragravitaires est le *shoaling* de l'onde longue liée, amplifié par le développement d'un décalage de phase entre l'enveloppe d'énergie des vagues et les ondes infragravitaires (Janssen et al., 2003). Au large de la pointe de Gatseau, la combinaison de vagues incidentes très énergétiques, de longue période, ayant un spectre d'énergie très concentré, avec un domaine d'avant côte à pente très faible (l'isobathe 20 m se trouve à 15 km vers le large ; Fig. 3.1A), induit un mécanisme de *shoaling* actif sur une très longue distance ce qui pourrait ainsi expliquer le développement d'ondes infragravitaire avec de telles amplitudes. Étant donné les fortes valeurs d' $H_{m0,IG}$ et les petites amplitudes des surcotes de tempête qui n'ont jamais excédé 60 cm pendant l'hiver 2013-2014, les ondes infragravitaires et la marée apparaissent comme les principaux paramètres contrôlant l'altitude du *runup* maximum sur ce site.

3.5.3. Un écoulement d'overwash enregistré dans une lamine

La carotte courte (acquise juste après un écoulement d'overwash lors de l'évènement du 8 février 2016) a montré que le dépôt résultant de cet écoulement consistait en une lamine (composée à sa base de sable de quartz et à son sommet de sable enrichi en minéraux lourds, Fig. 3.12), similaires à celles observées dans les carottes et les tranchées au sein du dépôt (Fig. 3.13C). Des lames à granoclassement normal du même type ont déjà été observées dans d'autres dépôts de washover, dans le corps principal du dépôt (e.g., Andrews, 1970 ; Leatherman et Williams, 1983 ; Sedgwick et Davis, 2003 ; Morton et al., 2007 ; Wang et Horwitz, 2006 ; Spiske et Jaffe, 2009 ; Phantuwongraj et al., 2013), alors que des lames à granoclassement inverse ont plutôt été observées en position proximale ou dans la gorge du washover (Leatherman et Williams, 1983 ; Sedgwick et Davis, 2003). Phantuwongraj et al. (2013) ont observé qu'un granoclassement normal était plutôt associé à une faible concentration de particules dans l'écoulement et à une faible pente de la surface de dépôt alors qu'un granoclassement inverse résultait plutôt du tri dynamique pendant le transport en réponse à une forte concentration de particules dans l'écoulement et à une pente importante de la surface de dépôt. Sur le site de Gatseau, des lames à granoclassement normal ont été observées en position distale (dans la carotte OW4) par rapport à la gorge. Ce granoclassement normal est expliqué par la vitesse de chute plus importante des grains de quartz par rapport à celle des grains de minéraux lourds plus fins ; et pourrait indiquer une faible concentration de grains dans l'écoulement et une pente de la surface de dépôt faible.

Les caractéristiques de la fabrique magnétique du sédiment (Fig. 3.14C, 3.15B) offrent des informations complémentaires quant aux processus de dépôt. Le degré d'anisotropie (P), qui quantifie la force de la fabrique magnétique, peut être utilisé pour reconstruire certaines conditions physiques durant le dépôt des sédiments du washover. La forme aplatie (*oblate*) des ellipsoïdes de fabrique magnétique suggère une dominance du processus de décantation des particules depuis la suspension pendant la sédimentation qui se produit à la fin de chaque écoulement d'overwash, en réponse à la diminution de la vitesse de l'écoulement. Cependant, le rôle du processus de traction ne peut pas être

totallement écarté pour les quelques échantillons qui montrent plutôt un ellipsoïde de fabrique magnétique oblongue (*prolate*).

Les variations de l'intensité de la foliation (F) qui suivent l'évolution verticale des valeurs du degré d'anisotropie (P) semblent liées à la présence de laminations planaires dans le dépôt (Fig. 7). Par conséquent, la foliation apparaît comme l'aspect dominant dans la fabrique du dépôt. Les variations de la linéation magnétique (L) au long de chaque carotte ne suivent généralement pas les variations de la foliation magnétique (F). La linéation souligne les effets de la traction durant la sédimentation. Finalement, l'évolution verticale du paramètre de forme (q), qui quantifie l'importance relative de L et F dans la fabrique magnétique, soulignent une sédimentation au cours de laquelle les processus de traction agissent simultanément avec les processus de décantation pure (Fig. 3.15).

Dans les dépôts de tsunami, il a été montré que le paramètre de forme q était utile pour mettre en relief les fluctuations de la vitesse des courants de fond pendant le dépôt (Schneider et al., 2014). Plus la valeur de q est importante, plus l'énergie et la vitesse de ces courants seraient importantes. Par conséquent, les variations relatives de q observées au long des carottes pourraient indiquer des variations l'énergie de l'écoulement pendant la mise en place du dépôt de washover (Fig. 3.15)

3.5.4. Un laminaset enregistre un évènement d'overwash

Nous avons observé qu'une lamine était déposée après le passage d'un écoulement d'overwash déclenché par une onde infragravitaire et que 35 à 40 écoulements d'overwash passaient la crête du washover pendant une marée haute (Fig. 3.11). Il peut donc être supposé que l'enregistrement sédimentaire complet d'un évènement d'overwash se déroulant pendant une marée haute, devrait correspondre à un laminaset composé de 35 à 40 lamines. Néanmoins, nous avons observé, dans la plupart des cas, des laminasets stratodécroissants, composés de 3 à 24 lamines et limités verticalement par des surfaces d'érosion (Fig. 3.13C, 3.15), suggérant ainsi un enregistrement incomplet des évènements d'overwash.

Si l'on considère que les hauteurs de *runup* (pendant l'évènement d'overwash) sont principalement modulées par la variation astronomique du niveau d'eau, il est raisonnable de supposer que la profondeur d'eau des écoulements d'overwash devrait elle aussi varier avec la marée et devrait donc successivement augmenter en fin de marée montante (début de l'évènement), être relativement stable pendant l'étale de marée (les variations de niveau d'eau par la marée pendant l'étale étant extrêmement faibles), puis diminuer en début de marée descendante (fin de l'évènement) ; comme ça a déjà été proposé par Orford et Carter (1982) et Matias et Masselink (2017). La profondeur d'eau d'un écoulement d'overwash détermine la colonne d'eau disponible pour la génération de courant et le transport de sédiment vers la zone rétrolittorale (Morton et Sallenger, 2003), et le volume d'eau qui submerge la barrière à chaque écoulement d'overwash est corrélé avec le taux de transport de sédiment (Matias et al., 2016).

C'est pourquoi, nous proposons que l'enregistrement sédimentaire d'écoulements d'overwash successifs pendant la marée montante puis descendante, en conditions de tempête devrait correspondre à un laminaset comprenant successivement des lamines stratocroissantes puis stratodécroissantes (Fig. 3.19, laminaset de type 1). Cependant, la plupart des laminasets observés ne sont composés que de lamines stratodécroissantes (Fig. 3.13C, 3.15). Cette observation pourrait être expliquée par :

- L'érosion (enregistrée par les surfaces d'érosion trouvées à la base des laminasets) de la partie basale de la séquence complète (autrement dit, la série de lamines stratocroissantes) par les écoulements d'overwash majeurs très énergétiques qui sont plus probable pendant l'étale de marée haute.
- La préservation de la série de lamines stratodécroissantes déposées pendant la phase de diminution de la profondeur d'eau des écoulements d'overwash et donc des courants associés, pendant la marée descendante (laminasets de type 2, Fig. 3.19).

Les figures sédimentaires de régime d'écoulement supérieur (antidunes) observées et les fortes valeurs du paramètre q (qui souligne les fluctuations de vitesse des courants de fond pendant le dépôt) dans la fabrique magnétique sont plus fréquemment observées à la base ou au milieu des laminasets (Fig. 3.13C, 3.15) ; tandis que les structures sédimentaires de régime de courant inférieur (rides) et les faibles valeurs de q sont plutôt observées au

sommet des laminasets (Fig. 3.13, 3.15C). Les figures sédimentaires et les caractéristiques de la fabrique magnétique appuient notre interprétation : les laminasets composés de lamines stratodécroissantes enregistrent des écoulements d'overwash de profondeur diminuant pendant le début de la marée descendante (Fig. 3.11, 3.19).

3.5.5. Variabilité de l'enregistrement sédimentaire d'évènements d'overwash successifs au cours de l'hiver 2013-2014

Bien que l'enregistrement sédimentaire des écoulements d'overwash au cours d'une marée haute semble incomplet, nous avons tenté d'explorer le potentiel d'enregistrement sédimentaire des évènements d'overwash successifs qui ont eu lieu pendant tout l'hiver 2013-2014 à la pointe de Gatseau. En faisant l'hypothèse qu'un laminaset enregistre les écoulements d'overwash successifs au cours d'un évènement, pendant la marée haute ; la succession de laminasets dans un dépôt pourrait enregistrer une série d'évènements d'overwash successifs. Cette hypothèse peut être testée en comparant le nombre d'évènements caractérisés par un *runup* maximum exceptionnel, modélisé au cours de l'hiver 2013-2014, avec le nombre de laminasets observés dans le dépôt et mis en place pendant cette même période.

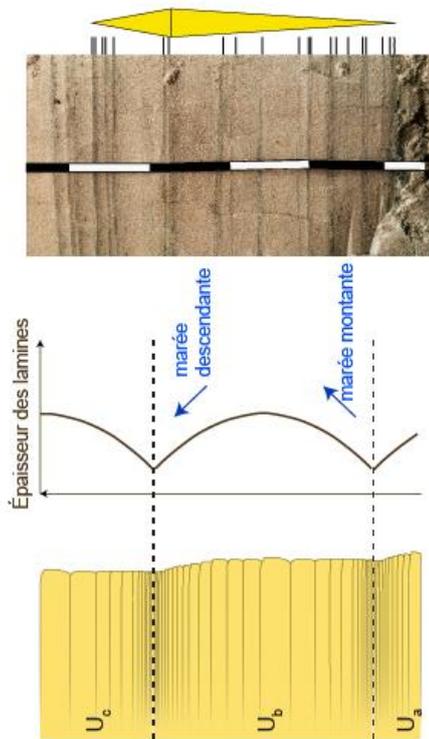
Il y a cependant de fortes limitations à cette comparaison :

- La topographie de la dune immédiatement avant le premier évènement d'overwash qui a affecté cette barrière n'est pas connue, puisque le dernier relevé topographique avant l'hiver 2013-2014 date de 2010.
- Les morphologies de la dune et de la gorge du washover pendant les évènements d'overwash ne peuvent être qu'estimées d'après le relevé topographique de 2015.

D'après le relevé topographique de 2015, l'altitude de la gorge du washover culminait alors à 4 m au-dessus du niveau marin moyen et pourrait être utilisée pour estimer le seuil de *runup* minimum pour déclencher l'overwash de la crête après la première rupture. Cependant, la vidéo tournée pendant la tempête Nadja du 2 février 2014 montre clairement un overwash majeur alors que la valeur de *runup* maximum modélisée pour ce hauteur minimum de *runup* de 3,5 m au-dessus du niveau moyen comme seuil de

Type 1 - laminaset complet

L'épaisseur des lamines augmente puis diminue, respectivement lors de marée montante puis descendante/ l'augmentation puis la diminution de la profondeur d'eau des écoulements d'overwash



Type 2 - laminaset tronqué

Les écoulements d'overwash majeurs qui ont lieu juste avant la marée descendante tronquent les lamines mises en place avant la marée haute.

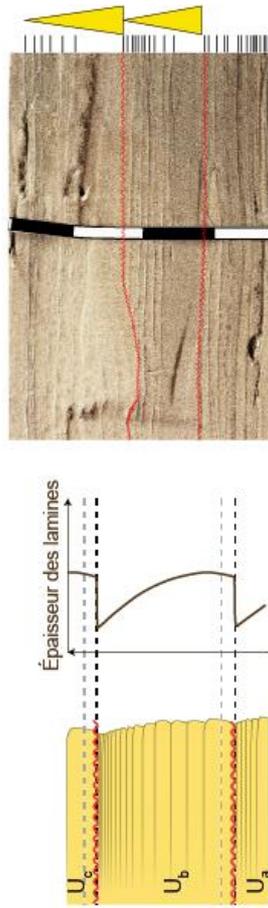


Figure 3.19. Modèle de facies de l'enregistrement sédimentaire d'un évènement d'overwash dans un dépôt de washover, avec de gauche à droite, un laminaset idéal (de type 1) composé successivement de lamines d'épaisseur croissante à la base puis décroissantes au sommet, résultant de l'augmentation suivie de la diminution de la profondeur d'eau des écoulements d'overwash pendant un évènement survenant autour de la marée haute ; un laminaset tronqué (type 2), où les lamines basales déposées avant la marée haute auraient été érodées par les écoulements les plus énergétiques ayant lieu au niveau maximum de la marée haute

déclenchement de l'overwash de la crête.

Les résultats de modélisation de XBeach suggèrent que le *runup* maximum a atteint ou excédé cette altitude seuil de 3,5 m au-dessus du niveau moyen de la mer pendant 13 marées hautes (Fig. 3.9A). Ces niveaux marins extrêmes ont été atteints lors des tempêtes Gerhard (02/01/2014), Anne (04/01/2014), Christina/Hercules (06-07/01/2014), Nadja (01/02/2014), Petra (04-05/02/2014), Ruth (07-08/02/2014) et Christine (02-03/03/2014 ; Fig. 3.9A).

Le nombre de 13 évènements caractérisés par une marée haute combinée à des valeurs de *runup* exceptionnelles et le nombre de laminasets (allant de 5 en position distale sur le dépôt à 11 ou plus dans la tranchée la plus proximale, Fig. 3.13C) sont du même ordre de grandeur. La variabilité latérale du nombre de laminasets peut s'expliquer par les différences d'extension des dépôts, vers l'intérieur des terres, elles-mêmes dépendantes de la distance de pénétration des eaux marines vers l'intérieur des terres (i.e., la distance au long de la direction principale d'écoulement entre la crête du dépôt et le point de pénétration maximum de l'eau, qui peut varier de seulement quelques mètres à plusieurs centaines de mètres ; Matias et al., 2009). En effet il est vraisemblable que les dépôts des laminasets en position proximale résultent de l'ensemble des évènements d'overwash au cours de l'hiver, tandis que les dépôts des laminasets en position distale (moins nombreux) ne résultent que des évènements les plus exceptionnels.

La comparaison entre le nombre de laminasets en position proximale et le nombre d'évènements caractérisés par des valeurs de *runup* maximum atteignant ou excédant 3,5 m au-dessus du niveau marin moyen durant l'hiver 2013-2014, nous conduit à proposer que la plupart des laminasets observés en position proximale ont été mis en place lors d'évènement d'overwash résultant de la combinaison d'une marée haute avec des valeurs de *runup* proches ou excédant 3,5 m au-dessus du niveau marin moyen, tandis que les laminasets en position distale n'enregistrent que plus hautes valeurs de *runup* maximum pendant les marées hautes.

3.5.6. Évolution du dépôt post hiver 2013-2014 et perspectives de conservation de l'enregistrement sédimentaire de cet hiver

Les variations d'altitude de la surface du dépôt observées entre février 2014 et avril 2015 sont comprises entre 0 et 30 cm sur le corps principal du dépôt. Ces variations d'altitude peuvent être expliquées par :

- La recolonisation du site par la végétation qui, en dehors des périodes hivernales ou sur les périodes hivernales où le site est moins touché par le phénomène de submersion, permet une meilleure fixation des sédiments éoliens et donc une élévation significative de la surface du dépôt par aggradation.
- Le déplacement de gros débris entre février 2014 et avril 2015 par de nouveaux épisodes d'overwash ou par l'homme (comme par exemple, la barrière de branchage mise en place par l'ONF pour tenter de limiter le phénomène de submersion de la pointe de Gatseau).

Au niveau de la partie proximale du dépôt de washover, en revanche, l'élévation de la surface du dépôt entre 2015 et 2017 a pu atteindre jusqu'à 1m (Fig. 3.16). Cette variation d'altitude peut être expliquée par :

- L'occurrence d'évènements mineurs d'overwash, comme celui observé le 8 février 2016, qui contribueraient au dépôt mais que dans la partie proximale du washover, puisque les *runup* maximum caractérisant ces évènements n'atteindraient que rarement les valeurs observées pendant l'hiver 2013-2014 (*overtopping* ; Orford et Carter, 1982).
- Le transfert de sédiments éoliens depuis la plage. Le régime fortement érosif de la pointe de Gatseau a tendance à laisser la plage vierge de toute végétation, augmentant encore la disponibilité du sable de la plage à un remaniement et un transport par le vent vers le domaine rétrolittoral (Arens, 1996).

L'enregistrement sédimentaire des évènements d'overwash de l'hiver 2013-2014 est plus complet en zone proximale qu'en zone distale dans le dépôt de washover. Cependant, l'érosion exceptionnelle de ce site (-17,7 m par an en face du dépôt décrit ici) engendre la destruction progressive du dépôt de washover principalement mis en place pendant l'hiver

2013-2014. Ainsi, la tranchée T1 qui se trouvait en 2015 à 25-30 m de la crête du washover, se retrouve, en février 2017, à peine à 6-7 m de la crête du dépôt. Il est donc fort probable que l'enregistrement le plus complet des événements de l'hiver 2013-2014, situé lors de la mise en place des dépôts dans la zone proximale, soit détruit très rapidement dans le futur. La conservation à long-terme de ce type d'enregistrement, sur une côte soumise à un tel contexte érosif est donc très peu probable.

La comparaison de photographies aériennes acquises entre 2014 et 2017 sur la pointe de Gatseau (Fig. 3.17) montre que bien que le washover du Nord de la zone d'étude a peu évolué dans le domaine rétrolittoral, les deux washovers situés immédiatement au Sud ont, eux très largement progressé. Cette variabilité Nord-Sud dans l'évolution des différents washover peut peut-être s'expliquer par une variabilité Nord-Sud dans la tendance d'évolution du trait de côte. En effet, la crête d'un dépôt de washover peut subir de l'accrétion quand l'overwash est juste suffisant pour atteindre la crête de la barrière, ou *overtopping* (Orford et Carter, 1982), ou par le dépôt de sédiments éoliens en provenance de la plage sur la crête de la barrière. Ainsi l'augmentation d'altitude de la crête de la barrière diminue le risque de submersion par la suite (Sallenger, 2000). Cependant, si le domaine ayant subi de l'accrétion est rapidement érodé, et tout particulièrement s'il est érodé en régime de collision, et que le sédiment est exporté latéralement ou vers le large, la crête de la barrière perd de l'altitude et est à nouveau plus sensible à la submersion. Ainsi selon la balance entre les processus de roll-over/accrétion de la crête de la barrière et les processus d'érosion de la partie frontale de cette même barrière, menant à la diminution d'altitude de la crête, la barrière sera plus ou moins sensible à l'overwash. Or dans le cas présent, la contribution de l'éolien aux taux d'accrétion des crêtes des trois dépôts de washover devrait être similaire. Par contre, la variabilité du taux d'érosion de la partie frontale de la barrière (en augmentation du Nord au Sud) peut être en partie responsable de la plus grande sensibilité du Sud de la zone d'étude à la submersion et d'une plus forte croissance des washovers dans le Sud de la zone d'étude.

3.5.7. Perspectives d'approfondissement

Cette étude a bien montré l'utilité d'une approche combinée sédimentologie et hydrodynamique, car elle a permis (1) de mieux caractériser les conditions nécessaires à l'overwash d'une barrière sableuse en contexte dissipatif et macrotidal, et (2) d'établir un modèle de faciès détaillé des dépôts de washover mis en place par des ondes infragravitaires combinées à la marée haute.

Bien que les mesures sur le terrain en conditions de tempête s'avèrent compliquées et puissent être limitantes, la modélisation peut permettre de pallier à ces problèmes. Il serait donc intéressant de multiplier ce type d'études, selon la même approche, sur des dépôts mis en place dans des conditions hydrodynamiques différentes (tsunami ou tempête par exemple), mais de préférence sur les sites morphologiquement comparables, afin de mieux isoler les caractéristiques sédimentaires découlant des différents processus.

3.6. Conclusions

L'approche pluridisciplinaire présentée dans cette étude, qui combine l'acquisition de données sédimentologiques et hydrodynamiques sur le terrain, et la modélisation de processus hydrodynamiques, a offert un jeu de données unique permettant d'explorer les paramètres contrôlant le dépôt d'un washover récent, ainsi qu'une meilleure compréhension de l'enregistrement sédimentaire de tempêtes par un washover en arrière d'une plage dissipative.

Le dépôt de washover étudié a été mis en place par des événements d'overwash, résultant principalement de la combinaison de très fortes valeurs de *runup* liées aux vagues de tempête et de marées hautes de vives eaux. Les valeurs exceptionnelles de *runup* étaient principalement forcées par les ondes infragravitaires (de hauteur significative excédant 1,5 m). Le développement de ces ondes infragravitaires de grande amplitude, expliqué par la combinaison de vagues incidentes très longues et énergétiques dont le spectre d'énergie était très concentré, avec une morphologie d'avant côte très peu pentue a montré que les plages dissipatives sont très vulnérables aux *runup* induits par les ondes infragravitaires. Les ondes infragravitaires se caractérisent par des périodes intermédiaires entre celles des

vagues et celles des ondes de tsunamis, ce qui peut probablement rendre difficile la distinction entre des dépôts de washover mis en place par des vagues gravitaires, par de fortes ondes infragravitaires ou par des petits tsunamis.

Les observations de terrain ont montré qu'un écoulement d'overwash, déclenché par une onde infragravitaire, était enregistré dans le dépôt de washover par une lamine à granoclassement normal, comprenant du sable de quartz à sa base et du sable enrichi en minéraux lourds à son sommet. La forme aplatie de l'ellipsoïde de fabrication magnétique de la plupart des échantillons mesurés suggère une dominance du processus de décantation dans la sédimentation des particules, par rapport aux processus de traction, en réponse à la diminution de vitesse du courant en fin d'écoulement d'overwash. Les lames peuvent être regroupées en laminasets, généralement composés de lames stratodécroissantes. Une telle organisation des lames est expliquée par l'érosion des lames de la base de la séquence déposées avant la marée haute par les écoulements d'overwash plus puissants à marée haute et par une diminution de la profondeur des écoulements d'overwash au début de la marée descendante qui engendre une diminution de l'épaisseur des lames déposées successivement après la marée haute. Le nombre de laminasets en position proximale et le nombre d'événements de tempête caractérisés par une valeur de *runup* exceptionnelle, atteignant ou dépassant l'altitude de la crête du washover, sont du même ordre de grandeur. Par conséquent, les laminasets pourraient correspondre à l'enregistrement sédimentaire des événements d'overwash (lors de la combinaison de marées hautes et de *runups* liés aux ondes infragravitaires exceptionnelles) qui ont eu lieu sur ce site lors de l'hiver 2013-2014. Malgré la présence de surfaces d'érosion et d'un enregistrement sédimentaire incomplet, cette étude a permis de montrer que les ondes infragravitaires sont le principal facteur responsable du dépôt de washover en domaine rétrolittoral en arrière d'une plage dissipative, et contrôlent l'enregistrement sédimentaire des écoulements et des événements d'overwash.

Des études plus poussées, incluant des mesures des paramètres hydrodynamiques couplées à des relevés topographiques fréquents, avant et après les tempêtes, seront nécessaires pour améliorer notre connaissance de l'enregistrement sédimentaire des tempêtes et des ondes infragravitaires dans les washovers, ainsi que pour identifier des

critères de diagnostic pour distinguer les washovers mis en place par des tempêtes de ceux mis en place par des tsunamis.

Chapitre 4 : Enregistrement sédimentaire de submersions marines en zone distale (marais / plaines côtières)

4.1. Introduction

Les submersions marines, qu'elles résultent de marées exceptionnelles, de tempêtes ou de tsunamis font partie des catastrophes naturelles les plus coûteuses pour les milieux rétrolittoraux (Smith, 2013). De plus, les risques associés à ces catastrophes sont susceptibles de croître dans le futur avec l'augmentation du niveau marin (IPCC, 2014), l'augmentation locale des amplitudes et/ou intensité des tempêtes (von Storch et Reichardt, 1997 ; Gönner et al., 2001 ; IPCC, 2014 ; Vousdoudkas et al., 2016) et la croissance de la population côtière (Lutz et K.C., 2010). Il y a donc un besoin de mieux comprendre les événements de submersion du passé afin de mieux adapter notre réponse face à ce risque dans le futur (e.g., Chaumillon et al., 2017).

Les séries de données instrumentales (Wöppelmann et al., 2006 ; Pirazzoli et Tomasin, 2007 ; Bardet et al., 2011) et les archives historiques (Tsuchiya and Kawata, 1986; Liu et al., 2001; Sawai et al., 2008; Breilh et al., 2014; Chaumillon et al., 2017) sont limitées dans le temps ce qui restreint les estimations des temps de retour des événements de submersions marines et de la variabilité de l'amplitude de ces submersions. Cependant, les archives sédimentaires permettent potentiellement de remonter beaucoup plus loin dans le temps et de pallier à cette limite (e.g., Liu, 2004).

Dans le domaine de la paleotempestologie (Liu, 2004), aussi applicable aux paléosubmersions, les sites d'études se situent quasiment intégralement derrière des barrières sableuses et les enregistrements sédimentaires des paléosubmersions correspondent dans la plupart des cas à des anomalies granulométriques grossières dans les sédiments fins rétrolittoraux (e.g., Liu, 2004). Cependant, à l'échelle globale il existe, une proportion non négligeable de côtes qui ne sont pas protégées par une barrière sableuse. En l'absence de source sédimentaire grossière, le proxy granulométrique risque de ne pas être pertinent dans ces cas-là.

Dans cette étude, nous avons donc cherché à comprendre l'enregistrement sédimentaire d'événements de submersions marines dans des sites côtiers morphologiquement contrastés en raison de l'absence ou la présence d'une barrière sableuse, à l'aide d'analyses multi-proxies, dans le but de mieux caractériser la signature

sédimentaire des submersions marines et d'évaluer la possibilité de reconstruire un historique de paléosubmersions à partir des archives sédimentaires dans les sites d'études non protégés par une barrière sableuse.

4.2. Méthodes et données

4.2.1. Choix des sites d'étude

Les sites carottés ont été choisis selon plusieurs critères :

- La certitude que le site a été touché par des submersions passées, grâce aux archives historiques et aux résultats de la modélisation des zones submergées lors d'évènements très récents (Breilh et al., 2013, 2014) ;
- Le sol du site carotté n'a pas été altéré mécaniquement par les hommes (agriculture, aménagements), à partir des renseignements fournis par les acteurs locaux des marais et par les cartes d'occupation des sols au cours du temps ;
- Des sites contrastés dans leur configuration morphologique (protégés par une barrière sableuse ou non), mais touchés par les mêmes évènements (ou du moins en partie) afin de comparer les signatures sédimentaires des submersions marines et d'identifier les paramètres faisant varier cette signature d'un site à l'autre.

4.2.2. L'utilisation de proxies multiples

Comme le montre bien la synthèse des travaux sur les paléo-submersions présenté dans la partie 1.2.3., l'utilisation de proxies multiples dans le but de rechercher des paléo-évènements de submersion est cruciale, surtout sur des sites où l'anomalie granulométrique, dérivée du transport de sable, issu d'une barrière sableuse par la submersion, n'est pas forcément présente. Les travaux de Chagué-Goff (2010), utilisant des proxies géochimiques sur des dépôts de tsunamis, ont bien montré qu'en se limitant à l'anomalie granulométrique on pouvait sous-estimer le nombre d'évènements ou la distance de pénétration des eaux dans les terres. L'utilisation de la présence de foraminifères et

autres organismes marins dans le sédiment ont aussi fait leurs preuves dans la recherche de paléo-submersions, sur des sites parfois déjà étudiés par le passé, en complétant les proxies granulométriques (e.g., Collins et al., 1999 ; Hippensteel et Martin, 1999 ; Scott et al., 2003 ; Sabatier et al., 2008 ; Williams, 2009 ; Hippensteel, 2010).

Les exemples donnés par ces études nous ont conduits à choisir d'analyser nos carottes avec différents proxies : la granulométrie, la géochimie, l'isotopie, la faune, et les radionucléides. L'objectif étant d'explorer l'enregistrement sédimentaire des submersions marines dans des sites rétro-littoraux, pour certains protégés par une digue, où le dépôt est principalement boueux et n'offre pas la possibilité de s'appuyer sur les proxies granulométriques.

4.2.3. Acquisition et traitement des carottes

Au total, vingt-sept carottes ont été acquises grâce au vibro-carottier portable de l'UMR EPOC (de Resseguier, 1983). Pendant le carottage, les carottes ont été orientées par rapport au Nord, puis découpées en sections de 1,5 m. La position des carottes a été mesurée à l'aide d'un GPS de qualité cartographique. Les carottes ont ensuite été transportées et stockées dans une chambre froide à 4°C du laboratoire EPOC (UMR CNRS 5805, Bordeaux), afin d'éviter la dessiccation.

Traiter l'ensemble des carottes étant extrêmement chronophage, il a fallu choisir les carottes les plus appropriées à notre questionnement scientifique. Pour cela, les carottes ont toutes été ouvertes en deux demi-sections, photographiées, décrites visuellement et passées à l'imagerie aux rayons X à l'aide du système SCOPIX (Migeon et al., 1999; UMR CNRS 5805 EPOC, Bordeaux). La radiographie aux rayons X permet d'imager les variations de densité et de nature du sédiment. En effet un sédiment plus dense aura tendance à plus absorber les rayons X, donnant, sur une échelle de gris, une teinte plus foncée, tandis qu'un sédiment peu dense, ou grossier (impliquant beaucoup de vide entre les grains) donnera une teinte plus claire. Un premier tri a donc été fait d'après la description visuelle et la radiographie (permettant de s'assurer que le sol n'avait pas été remanié par l'homme et que les séquences sédimentaires disponibles étaient suffisamment longues).

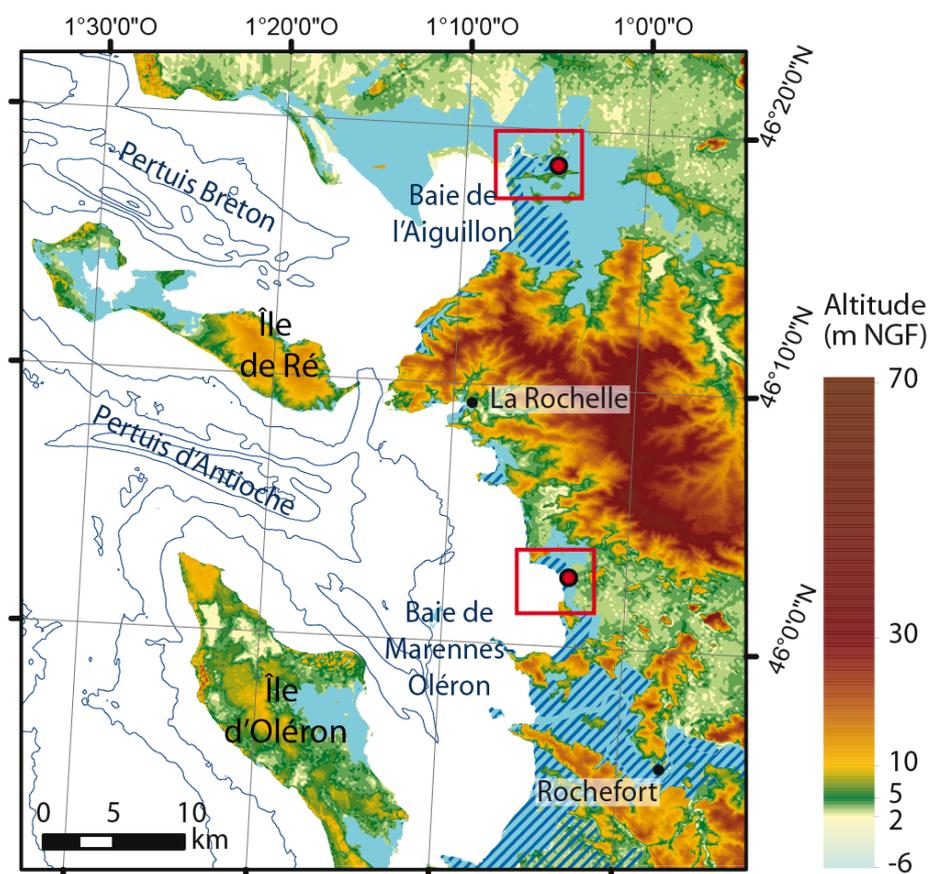


Figure 4.1. Localisation des deux sites d'étude (points rouges dans le marais poitevin au Nord, le marais d'Yves au Sud) sur la carte topographique et bathymétrique de la région des pertuis. Les zones inondées par les submersions de Martin en 1999 (hachuré) et Xynthia en 2010 (bleu clair) sont indiquées.

La chronologie des dépôts étant un verrou majeur dans la reconstruction historique des submersions (voire section 1.2.3.3), une seconde sélection a été réalisée en fonction des données de chronologie récente, apportées par les analyses de ^{210}Pb et ^{137}Cs . Les carottes présentant un profil d'activité clair et aisément interprétables (pour l'identification du pic de retombées atmosphériques du ^{137}Cs de 1963 par exemple) ont été sélectionnées pour analyses complémentaires. Enfin, dans le but de comparer la signature sédimentaire des submersions marines dans des environnements de configurations morphologiques contrastées, nous avons choisi des carottes acquises dans un marais protégé par une barrière sableuse et dans un marais protégé par une digue, sans source de sable à proximité. Ce dernier critère reflète aussi le contraste hydrodynamique des zones intertidales

présentes au front des marais, plus ou moins exposées à l'énergie des vagues (la présence de sable indiquant un contexte de plus haute énergie que les sédiments exclusivement argilo-silteux).

Après sélection, les deux carottes présentées dans cette étude (Fig.4.1) sont :

- (1) la carotte MP13_1bis, acquise à proximité de Charron, en bordure du marais Poitevin (46°18'37"N, 1°4'52"W, WGS84) à une altitude de 1,96 m NGF (Nivellement Général de la France).
- (2) la carotte MY14_02, acquise dans le marais d'Yves, au Sud de la Rochelle (46°2'48"N;1°3'17"W, WGS84), à une altitude de 2,44 m NGF.

Les altitudes des points de carottage ont été déterminées ultérieurement en reportant le point de position de la carotte sur le MNT issu du relevé LiDAR réalisé dans la région en 2010.

4.2.4. Granulométrie

Toute la longueur des deux carottes a été échantillonnée par tranches de 0,5 à 1 cm, en fonction des variations dans la nature du sédiment (granulométrie, présence de coquilles de mollusques, où tout élément contrastant avec le sédiment encaissant) pour les analyses granulométriques. Les échantillons comportant de fortes proportions de matière organique (principalement les échantillons de sol des 10 premiers centimètres sous la surface) ont été tamisés à 1,250 mm avant les mesures. La granulométrie des échantillons a été mesurée à l'aide d'un granulomètre à diffraction laser Malvern MASTERSIZER S (qui permet la détection de grains entre 0,02µm et 2 mm) au laboratoire EPOC (CNRS-UMR 5805, Bordeaux). Les paramètres granulométriques de chaque échantillon ont été calculés via la feuille de calcul GRADISTAT V8 proposée par Blott et Pye (2001). Avec cette feuille de calcul, diverses méthodes de calcul sont proposées. Celle choisie dans le cadre de cette étude a été la méthode des moments géométriques (Folk et Ward, 1957), qui permet une prise en compte équivalente à la fois des petites différences dans les particules fines et des grosses différences dans les particules grossières (Blott et Pye, 2001).

Parallèlement, les carottes ont aussi été échantillonnées tous les 0,5 à 1,5 cm pour réaliser les analyses du contenu faunistique. Ces échantillons ont été tamisés à 150 µm, ce qui a aussi permis d'estimer visuellement la présence de particules grossières dans l'échantillon.

4.2.5. XRF

Le *XRF Core Scanner* ou spectromètre à fluorescence X est un instrument automatisé permettant l'analyse des éléments chimiques majeurs directement le long d'une demi-section de carotte, d'une plaquette ou sur des échantillons. Un tube émetteur produit des rayons X qui interfèrent avec la matière analysée. Les atomes composant le sédiment analysé sont excités par les rayons incidents ce qui produit l'expulsion des électrons des couches internes. Les vides laissés par ces électrons sont ensuite comblés par la migration d'autres électrons en provenance des couches externes de l'atome. Ces migrations sont associées à l'émission de rayons X de longueur d'onde et d'énergie caractéristiques de la distance entre les deux couches atomiques. Chaque migration va émettre un « coup » qui est détecté par le récepteur.

Le nombre de coup associé à un élément sera proportionnel à l'abondance de cet élément dans le sédiment analysé et à la durée d'exposition au rayonnement incident. Le nombre de coups dépend aussi de la sensibilité du scanner qui est variable en fonction des différents éléments. Par exemple, la limite inférieure de détection par le scanner diminue en allant vers les éléments plus lourds. On ne peut pas obtenir de valeurs de concentration d'un élément directement par mesure XRF, puisque c'est un nombre de coup qui est mesuré, à moins de calibrer les résultats avec des mesures complémentaires de concentration absolue. En revanche, on obtient la variation de concentration de chaque élément au long de la carotte. On peut donc travailler directement avec les variations de nombre de coups par seconde (ou cps), ou avec des rapports de cps entre deux éléments.

Dans le cas de cette étude, les deux carottes ont été mesurées au XRF (AVAATECH XRF core-scanner, CNRS-UMR 5805 – EPOC) avec un pas de 2 mm, un temps d'exposition de 30 s, et un rayon incident de 10-30 kV et 2000 µA. Pour l'exploitation des résultats, les

intensités (ou cps) ont été, pour chaque pas, normalisées par rapport au nombre total de coups (somme du nombre de cps pour chaque élément mesuré), afin de pallier aux variations de teneur en eau et de rugosité de la surface de la demi-section (elle-même dépendante de la granulométrie du sédiment), comme proposé par Martin et al. (2014).

Les intensités normalisées de l'Al sont utilisées comme proxy du contenu en argiles, qui sont riches en aluminium (Sabatier et al., 2010). Le Zr est utilisé comme marqueur des apports détritiques ; le Br et le S sont utilisés comme proxies de l'influence marine (Chagué-Goff, 2010 ; Chagué-Goff et al., 2017). Enfin, le rapport Cl/Br est utilisé dans la carotte MY14_02 pour distinguer les apports sédimentaires provenant du réseau hydrographique de ceux provenant de la mer (Liu et al., 2014b).

4.2.6. Isotopie

L'élément carbone comprend plusieurs isotopes qui sont présents dans une proportion constante dans l'atmosphère sur un temps court. Ces isotopes, en particulier le ^{12}C et le ^{13}C , lorsqu'ils sont utilisés par les processus biologiques pour fabriquer de la matière organique, vont subir un fractionnement qui sera différent en fonction des différentes espèces (Boutton, 1991). Il est ainsi possible de déterminer en analysant les proportions respectives de ^{12}C et de ^{13}C dans un échantillon de matière organique, par exemple, si cette matière organique est d'origine plutôt marine ou plutôt continentale, car la matière organique d'origine continentale est généralement appauvrie en ^{13}C , en comparaison avec la matière organique d'origine marine (Richard et al., 1997).

C'est dans cette optique que le rapport d'isotopes du carbone stables (noté $\delta^{13}\text{C}$) a été mesuré sur 50 échantillons répartis sur les deux carottes. Les échantillons ont dans un premier temps été congelés, lyophilisés et broyés, puis passés à l'acide HCl 1N afin d'éliminer le carbone inorganique, puis à nouveau séchés sous azote. Le produit obtenu a ensuite été mis en capsule d'étain avant de passer dans un spectromètre de masse à flux continu (Thermo-Scientific, Flash EA 1112, CNRS-UMR 7266 – LIENSs). Les résultats sont présentés en $\delta^{13}\text{C}$ qui implique le rapport de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'échantillon normalisé par celui d'un standard. Des mesures répliquées sur standards dans le laboratoire montrent des erreurs de

mesure inférieures à 0,1‰. L'interprétation des résultats a été faite avec l'aide de P. Richard du laboratoire LIENSs, à la Rochelle.

4.2.7. Analyse faunique

4.2.7.1. Foraminifères

4.2.7.1.1. Indicateurs de paléo-environnements

Les foraminifères sont des organismes unicellulaires exclusivement marins, vivant dans une coquille, ou test, composée d'une ou plusieurs loges communiquant entre elles. La forme et les ornements de la ou des loges varient en fonction des différentes espèces. Les tests sont carbonatés, ou composée d'éléments détritiques agglutinés pour la plupart des espèces (Murray, 1979). Les foraminifères benthiques vivent sur le fond de l'eau ou juste en dessous du fond dans les premiers mm à cm de sédiments. La distribution des espèces dépend de nombreux paramètres dont notamment la température, la salinité, la lumière, les conditions hydrodynamiques (Murray 1979). Un groupe d'espèces vivant dans un même type d'environnement peut être qualifié d'assemblage. À leur mort la partie organique du foraminifère se décompose mais le test reste et est intégré au sédiment. Ainsi l'observation des tests de foraminifères présents dans un échantillon sédimentaire permet d'obtenir des indices quant à la nature de l'environnement de dépôt du sédiment encaissant (Murray, 1979).

Dans le cadre de cette étude, la moitié d'une demi-section de chaque carotte a été échantillonnée tous les 0,5 à 1,5 cm selon les variations dans la nature du sédiment. Les échantillons ont été pesés humides, puis séchés et pesés secs. Ils ont ensuite été tamisés à 150 µm afin de ne retenir que la fraction grossière du sédiment. Les foraminifères de chaque échantillon ont été piqués puis triés en fonction des différentes espèces (avec l'aide de F. Jorissen du laboratoire BIAF d'Angers ; et d'après les descriptions de Murray, 1979 ; et Debenay et al., 1998), et comptés. Les résultats d'abondance ont été normalisés par le poids humide de l'échantillon.

4.2.7.1.2. L'indice de transport

L'aspect des tests des foraminifères de l'espèce *Haynesina germanica* a aussi été analysé dans les échantillons de la carotte MP13_1bis (marais Poitevin, Fig. 4.1, 4.5).

L'abrasion des tests de foraminifères peut être due aux processus de transport (Kotler et al., 1992). Un test intact d'*Haynesina germanica* est lisse et translucide. Lors du transport, les collisions avec les grains sédimentaires et les tests, provoque l'abrasion de la surface des tests, qui deviennent opaques. Dans l'environnement abrité de la baie de l'Aiguillon, l'abrasion ne peut pas être due au transport par les vagues, qui sont trop petites, ou à l'action du vent, à cause du caractère cohésif des sédiments de la vase et de la végétation dense qui recouvre les schorres (ou marais salés). Dans une telle configuration, nous faisons l'hypothèse que l'abrasion des tests est plus susceptible de résulter d'un transport de haute énergie, sur une longue distance, comme lors d'évènements de submersion marine.

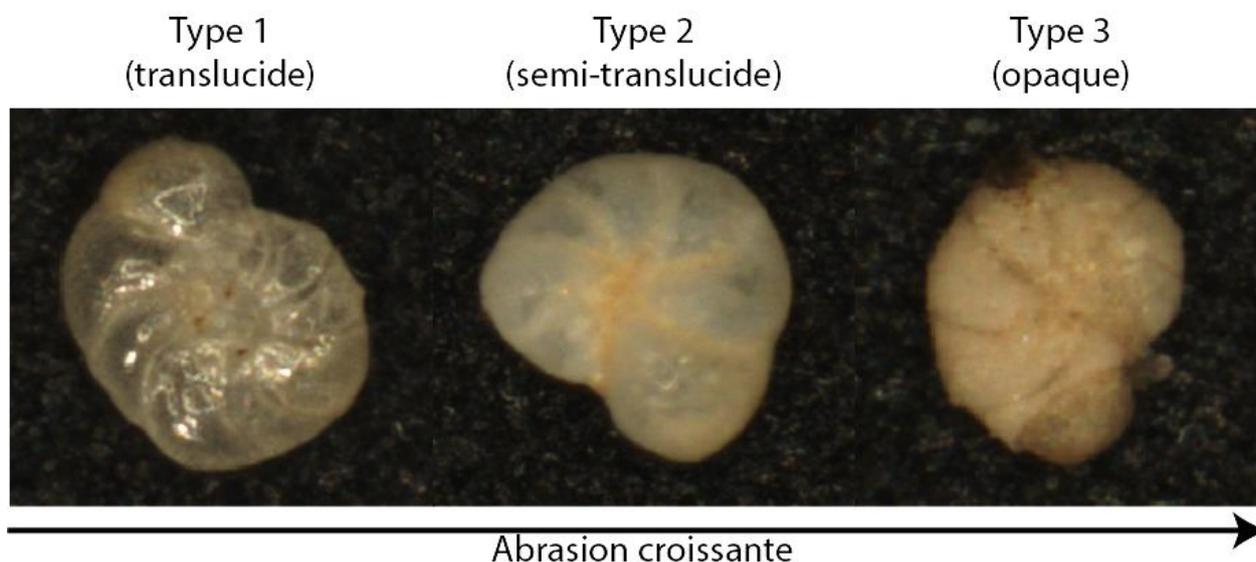


Figure 4.2. Différentes catégories de tests d'*Haynesina germanica* en fonction du degré d'abrasion.

Trois catégories d'abrasion des tests de foraminifères dans les échantillons de la carotte MP13_bis ont été définies, comprenant (1) les tests non abrasés, translucides, (2) les

tests légèrement abrasés, légèrement translucides et (3) les tests abrasés, opaques (Fig. 4.2). La proportion relative de chaque catégorie a été déterminée dans les échantillons analysés. On définit l'indice d'abrasion moyen (A_i), permettant de quantifier le degré d'abrasion des tests de foraminifères d'une même espèce dans un échantillon donné comme :

$$A_i = (n_1 + 2*n_2 + 3*n_3) / (n_1 + n_2 + n_3)$$

où n_1 , n_2 et n_3 correspondent au nombre d'individus dans chaque catégorie respective.

Les valeurs d' A_i sont comprises entre 1 (échantillon ne contenant que des tests translucides) et 3 (échantillon ne comprenant que des tests opaques), et sont considérées comme reflétant le degré de transport ou de remobilisation subit par l'échantillon. La détermination des proportions de chaque catégorie dans les échantillons analysés a été faite manuellement par observation à la loupe binoculaire.

4.2.7.2. *Autres*



Figure 4.3. Exemples de débris d'organismes marins retrouvés dans la fraction grossière des sédiments de la carotte MY14_02, avec à gauche un débris de bryzoaire ($\approx 2\text{mm}$) et à droite un débris de radiole d'oursin ($\approx 2\text{mm}$).

En parallèle de l'observation et du piquage des foraminifères, tous les autres débris fossiles d'origine biologique (spicules de spongiaires, radioles d'oursins, débris de bryozoaires, Hydrobiidae, malacofaune terrestre... ; Fig. 4.3) pouvant offrir des informations sur la provenance (marine ou continentale) du sédiment encaissant ont été répertoriés et

identifiés quand cela était possible (avec l'aide de P.-G. Sauriau du laboratoire LIENSs, à la Rochelle).

4.2.8. Datations

4.2.8.1. Cartes anciennes

De nombreuses cartes anciennes sont disponibles pour la région de Charente Maritime et de Vendée (Allard et al., 2008 ; Ozenne, 2012). Les plus anciennes (comme la carte la carte du Poitou établie par Pierre Rogier en 1579, « Poictou / Pictonum vicinarumque regionum fidiss descriptio », disponible aux archives du département de Vendée, ou la carte établie par René Siette en 1648, « Plan et description particulière des Marais desséchés du petit Poictou ») ne sont pas assez précises pour être ortho-rectifiées et géo-référencées (en repérant des points de contrôle précis présents sur la carte et sur une carte ou photo aérienne géoréférencée récente de référence), mais permettent néanmoins de recueillir des informations qualitatives sur la position du trait de côte (Allard et al., 2008), la nature des environnements côtiers ou encore la présence ou l'absence de structures d'aménagement du trait de côte (digues, poldérisation...), par rapport à la position de villes et villages existant encore aujourd'hui. Parmi les premières cartes exploitables de manière quantitative, on peut citer les travaux de Claude Masse (fin du 17^{ème}, début du 18^{ème} siècle), ingénieur et cartographe, qui a su représenter les régions littorales françaises et notamment notre zone d'étude, de manière remarquablement précise. On trouve plus particulièrement sur les cartes de C. Masse, les positions des digues, canaux et parcelles exploitées, caractéristiques du paysage côtier de Charente Maritime dont on peut encore retrouver les contours sur les photos aériennes actuelles. Ses travaux dans la région datent du tout début du 18^{ème} siècle. Il existe aussi quelques cartes spécifiques, ponctuelles, datant d'avant celles de C. Masse, réalisées pour des syndicats agricoles par exemple, qui sont relativement précises et ont pu être rectifiées, mais elles n'existent pas pour tout le linéaire côtier. Viendront ensuite les cartes de l'État-Major (en 1840) et les cartes du cadastre napoléonien (en 1886). A partir de la moitié du 20^{ème} siècle, les photographies aériennes et la

cartographie moderne, bien plus précises, prennent le relais des cartes anciennes (Allard et al., 2008).

Dans le cas de notre étude, des cartes anciennes ont été utilisées pour estimer la période à laquelle les zones carottées se sont retrouvées isolées de la mer. Le choix des cartes a varié selon les sites, en fonction de la période concernée (l'isolement de la mer à côté de Charron est plus ancien que dans le marais d'Yves par exemple, nécessitant donc de trouver des informations sur la position du trait de côte plus anciennes).

Les cartes de bonne qualité (carte de Masse, 1708 ; carte de l'État-Major, 1840 ; carte du cadastre napoléonien, 1886) ont été géo-référencées par rapport à la photo aérienne Ortholittorale V2 – MEDDE (2012), sur ArcGIS via une transformation polynomiale affine. Les erreurs spatiales ont été estimées visuellement par la différence de position d'infrastructures présentes depuis déjà longtemps et aisément reconnaissables. Ces erreurs de géo-référencement ont aussi été estimées par l'erreur quadratique moyenne. Pour un point de contrôle, l'erreur correspond à la différence entre la position finale du point d'origine (une fois la carte orthorectifiée) par rapport à l'emplacement réel de ce point (sur la carte ou la photo aérienne de référence). L'erreur totale se calcule en prenant la somme des erreurs quadratiques moyennes (EQM) de tous les résidus pour le calcul de l'erreur EQM (ArcGIS Resource Center). Les erreurs EQM des cartes orthorectifiées dans le cadre de cette étude sont 15,47, 22,64 et 2,24 m respectivement pour les cartes de Masse, de l'État-Major et du cadastre napoléonien.

Les traits de côtes correspondant aux différentes époques ont ensuite été digitalisés et comparés à la position du point de carottage afin d'estimer sa position par rapport au trait de côte au cours du temps (position marine ou rétro littorale). Dans le cas des cartes plus anciennes (carte de Rogier, 1579 ; carte de Siette, 1645), seules des informations qualitatives ont été utilisées.

4.2.8.2. Chronologie récente : ^{137}Cs , ^{210}Pb

Le ^{137}Cs et ^{210}Pb sont deux radionucléides, communément utilisés pour quantifier les taux de sédimentation et établir la chronologie de dépôt de sédiments sur les 100-150 et 50 dernières années respectivement (Corbett et Walsh, 2015).

- ^{137}Cs : Le ^{137}Cs est un radionucléide anthropique dérivé des réactions de fission nucléaire. Sa période de demi-vie (période durant de laquelle la moitié de la quantité initiale de ^{137}Cs s'est désintégrée depuis la fermeture du système, ou fin des apports externes), $t_{1/2}$, est de 30,1 ans et permet théoriquement de le détecter par comptage gamma dans des sédiments datant jusqu'à environ 150 ans (Corbett et Walsh, 2015). Actuellement, dans le cas du ^{137}Cs , ce n'est pas la période de demi-vie qui limite l'utilisation de ce radionucléide dans le temps mais plutôt la période à partir de laquelle il a commencé à être produit. En effet, le premier essai nucléaire atmosphérique a été réalisé en novembre 1952 sur les îles Marshall. L'explosion de la bombe a libéré du ^{137}Cs dans l'atmosphère qui est ensuite rapidement retombé dans le sédiment pour s'associer de préférence aux particules sédimentaires fines, puisque c'est en 1953 que les premières traces de ^{137}Cs sont détectées dans du sédiment de surface dans l'hémisphère Nord (UNSCEAR, 2000). À la suite de ce premier essai, de nombreux autres essais nucléaires ont été réalisés dans l'atmosphère avec une augmentation très rapide de leur fréquence dans le temps, jusqu'à la signature d'un traité international d'interdiction des essais nucléaires atmosphériques en 1963. Le traité n'a pas été signé par tous les pays pratiquant des essais nucléaires, mais le nombre et la fréquence de ces essais ont drastiquement diminué après 1963. Ces essais nucléaires se traduisent par des retombées atmosphériques de ^{137}Cs et leur dépôt dans les sédiments de surface avec une augmentation à partir de 1953 et un pic maximal en 1963 (Corbett et Walsh, 2015). Dans les sédiments, la quantité de ^{137}Cs accumulée est proportionnelle aux concentrations atmosphériques contemporaines du dépôt. Ainsi, après mesure de l'activité du ^{137}Cs , on peut généralement identifier le long d'un profil vertical le démarrage de la production de ^{137}Cs ainsi que le pic de retombées de 1963, et donc imposer une contrainte chronologique au dépôt sédimentaire.

Après 1963, la production de ^{137}Cs dans l'atmosphère est devenue très ponctuelle et est plutôt attribuée aux accidents nucléaires tels que l'explosion de la centrale de Tchernobyl en 1986 ou celle de Fukushima en 2011, par exemple. Les pics

de concentration de ^{137}Cs dans l'atmosphère dus à ces accidents nucléaires se retranscrivent également dans les dépôts sédimentaires, mais à la différence du signal relatif aux essais nucléaires, celui-ci est beaucoup plus régional. Le signal lié aux essais nucléaires peut être mesuré mondialement grâce à la répartition géographique mondiale et à la continuité des essais, tandis que les nuages radioactifs, de concentration en radionucléides significative, résultant d'accidents nucléaires ponctuels ont une propagation limitée dans l'espace. En Europe, le signal en ^{137}Cs dans le sédiment est présent dans de nombreuses localités, mais il est possible qu'il soit très faible, donc difficile à identifier dans le profil d'activité ou simplement absent.

- ^{210}Pb : le ^{210}Pb est un isotope radioactif naturel faisant partie de la chaîne de désintégration de l' ^{238}U (Fig. 4.4A). En se désintégrant, l' ^{238}U ($t_{1/2} = 4,51.10^9$ ans, présent dans les sols et les roches) produit, après une chaîne de réactions, du ^{226}Ra ($t_{1/2} = 1620$ ans). Le ^{226}Ra , qui est donc présent dans la plupart des sols et roches se désintègre en ^{222}Rn , son élément fils. Le ^{222}Rn ($t_{1/2} = 3,82$ jours) est sous la forme de gaz inerte qui a la possibilité de se diffuser dans les sols, l'atmosphère et les masses d'eau, et par une succession de réactions de désintégration supplémentaires, produire très rapidement du ^{210}Pb dans l'atmosphère, le sol et les masses d'eau. Le ^{210}Pb formé dans les masses d'eau ou l'atmosphère ($t_{1/2} = 22,26$ ans) a le temps de retomber à la surface de la terre et au fond des océans et s'intégrer dans les sédiments, en se fixant de préférence aux particules fines. Cette chaîne de réactions de désintégration se fait aussi dans la roche et les sols sans migration de certains isotopes, produisant donc du ^{210}Pb in situ (Fig. 4.4B).

Au final, dans un sédiment donné, le ^{210}Pb présent a pu suivre deux chemins. Une partie est représentée par le ^{210}Pb produit in situ, qualifié de $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$, pour « supporté », car à l'équilibre avec les quantités de son isotope père, le ^{226}Ra présent dans le même sédiment ; et l'autre partie représente le ^{210}Pb produit à l'extérieur du sédiment et qui y a été introduit après sa formation par désintégration du ^{222}Rn dans l'atmosphère ou les masses d'eau, qualifié de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ pour « en excès » (Fig. 4.4B).

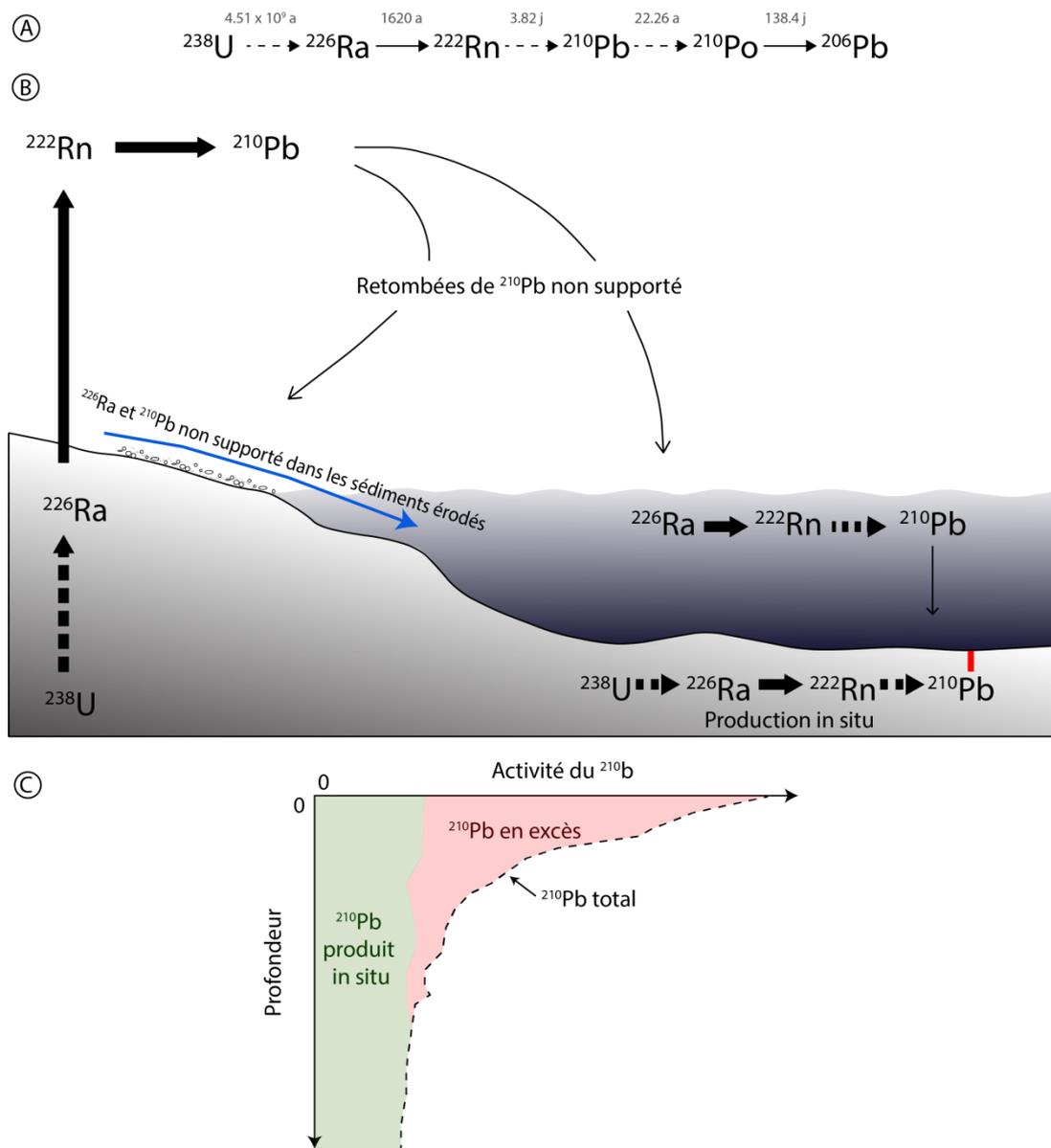


Fig 4.4. (A) Chaîne de désintégration abrégée du ^{238}U se terminant par l'élément stable ^{206}Pb , avec les périodes de demi-vie de chaque isotope ; les flèches pointillées incluent plusieurs étapes de désintégration non détaillées ici ; les flèches pleines indiquent une désintégration directe de l'isotope père vers l'isotope fils. (B) Modes de production et de migration du ^{210}Pb jusqu'au sédiment final (modifié d'après Corbett et Walsh, 2015). (C) Exemple de de profil de ^{210}Pb dans une carotte (trait rouge dans (B)) avec le ^{210}Pb en excès qui se désintègre progressivement avec la profondeur et le temps, et qui n'est pas renouvelé une fois enfouit.

La quantité de $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ dans une colonne sédimentaire est supposée constante, puisque produite à l'équilibre et constamment. Le $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, quant à lui, est

intégré à la colonne sédimentaire à la surface puis enfouit par le dépôt de nouveaux sédiments. Une fois enfouit, il n'est donc plus renouvelé, et par désintégration, sa quantité va petit à petit diminuer avec le temps. En mesurant la quantité de ^{226}Ra présente dans le sol, il est possible de calculer la quantité théorique de $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ que ce même sol devrait contenir. C'est en soustrayant ensuite $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ au $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ total mesuré, qu'on détermine la part de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Fig. 4.4C).

Si on connaît la quantité de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex0}}$, en supposant constant le flux de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ qui entre dans le système et le taux de sédimentation constant, on peut dater l'âge d'enfouissement du sédiment analysé en appliquant la loi de désintégration radioactive.

La quantité d'un élément radioactif dans le sol peut être déterminée en mesurant son activité radioactive ou celle d'un de ses éléments père ou fils avec lequel il est à l'équilibre. Pour mesurer l'activité d'un élément radioactif dans le sol, la technique la plus couramment utilisée est la spectroscopie gamma en repérant les pics d'énergie propre à chaque isotope (par exemple : 46,5keV pour le ^{210}Pb , ou 352 keV pour le ^{226}Ra , qui traduit l'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$). Lors d'un comptage gamma, on peut simultanément mesurer les activités de ^{226}Ra , ^{137}Cs , ^{234}Th , ^{228}Th , ^7Be , ^{40}K ou encore ^{228}Ra .

Dans le cas présent, ces mesures ont été effectuées par Sabine Schmidt (OASU, CNRS-UMR 5805 – EPOC, Bordeaux), sur des échantillons de 2 à 5 g de sédiment, pris tous les 0,5 cm sur les 10 premiers cm de chaque carotte. Les mesures d'activité ont été effectuées via un détecteur à Ge, à faible rayonnement et haut rendement (Schmidt et al., 2014). Les standards utilisés pour calibrer le détecteur γ étaient IAEA-RGU-1, IAEA-RGTh et SOIL-6. Les erreurs sont calculées à 1σ (déviation standard).

Dans le cas du ^{210}Pb , la détermination de l'âge du sédiment dans une colonne sédimentaire idéale implique un taux de sédimentation constant et un flux entrant de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ constant lui aussi. Cependant, ces hypothèses ne tiennent pas compte des variations possibles de ces deux paramètres, ni des éventuels processus de mélange comme la

bioturbation. Il existe plusieurs modèles permettant d'interpréter les activités du ^{210}Pb dans le sédiment :

- (1) CFCS (*Constant Flux, Constant Sedimentation rate*), qui implique un $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}0}$ et un taux de sédimentation constants dans le temps.
- (2) CIC (*Constant Initial Concentration*) : le flux entrant de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ et le taux de sédimentation peuvent varier dans le temps mais l'activité dans le sédiment de surface reste constante. Autrement dit, pour garder une activité constante, un taux de sédimentation faible implique un flux également faible, et inversement un fort taux de sédimentation requiert un fort flux entrant.
- (3) CRS (*Constant Rate of Supply*) : dans ce cas, le flux de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ entrant est constant mais le taux de sédimentation peut varier. Ici, si le taux de sédimentation augmente, le $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ entrant est « dilué » et l'activité initiale est faible. Au contraire, si le taux de sédimentation est faible, le $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ entrant est concentré dans le sédiment et l'activité est élevée.

Dans notre cas, c'est le modèle CFCS (Avşar et al., 2015) qui a été appliqué aux résultats de la mesure de l'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}0}$.

4.2.8.3. Datations au radiocarbone

Il existe trois isotopes du carbone, deux stables et abondants, le ^{12}C et le ^{13}C , et un instable et faiblement radioactif, le ^{14}C ou radiocarbone. Les réactions nucléaires initiées par les rayonnements cosmiques dans la haute atmosphère libèrent un flux de neutrons libres. Quand ces neutrons interagissent avec le ^{14}N , il y a production d'un atome de ^{14}C et un atome d'hydrogène. Le ^{14}C est donc continuellement généré dans l'atmosphère et rapidement oxydé pour former du CO_2 , il est intégré au cycle du carbone. Le carbone est ensuite intégré aux plantes par photosynthèse puis aux animaux de leur vivant, et est continuellement renouvelé. Ainsi le rapport isotopique ($^{12}\text{C}/^{14}\text{C}$) du carbone de la matière organique des organismes vivants est à l'équilibre avec celui de son milieu. À la mort des organismes, le carbone n'est plus renouvelé, le rapport isotopique ($^{12}\text{C}/^{14}\text{C}$) évolue, puisque

le radiocarbone, instable, va se désintégrer avec le temps avec une période de demi-vie, $t_{1/2}$ de 5568 ± 30 ans (Libby et al., 1949).

La méthode de datation par radiocarbone consiste à mesurer la quantité de ^{14}C dans l'échantillon à dater, puis par application de la loi de désintégration radioactive, retrouver le temps écoulé entre la mort de l'organisme et le présent (et donc l'âge de la mort de ce dernier), exprimé en années ^{14}C BP (pour *Before Present*, fixé à 1950), en se référant à la concentration en ^{14}C dans l'atmosphère en 1950. La technique la plus courante actuellement pour déterminer la quantité de ^{14}C présente dans un échantillon est l'AMS, pour spectrométrie de masse par accélérateur.

Cependant, la production de ^{14}C dans l'atmosphère varie au cours du temps car elle est dépendante de l'activité solaire et du champ magnétique terrestre. La longueur d'une année ^{14}C BP n'est donc pas tout à fait équivalente à celle d'une année usuelle et varie en fonction de la concentration de ^{14}C dans l'atmosphère. Il est donc nécessaire d'appliquer une première correction à l'âge radiocarbone, à l'aide d'une courbe de calibration (Talma and Vogel, 1993). L'âge calibré est alors exprimé en années AD (pour *Anno Domini*) pour les dates postérieures à l'an 1 du calendrier grégorien et BC (pour *Before Christ*) pour les dates antérieures à l'an 1 AD.

La datation d'organismes marins nécessite une correction supplémentaire. En effet, le ^{14}C présent dans les eaux marines provient de l'atmosphère et intègre le milieu marin via la couche de surface. Lorsque les eaux marines quittent la couche de surface, le ^{14}C n'est plus renouvelé et le rapport isotopique $^{12}\text{C}/^{14}\text{C}$ commence à diminuer par désintégration de ^{14}C . Les organismes marins intégreront donc un rapport isotopique plus faible, donnant un âge plus vieux que les organismes terrestres d'âge équivalent. Cet effet est appelé effet réservoir marin. L'effet réservoir marin est en moyenne de 400 ans, mais est en réalité très variable spatialement, puisque modulé par différents effets locaux : (1) l'effet d'upwelling, qui fait remonter des eaux vieilles des profondeurs qui ont pu parfois circuler pendant 1000 ans depuis le dernier passage par la surface (qui sont donc pauvre en ^{14}C) ; (2) l'effet d'« eau dure », où l'apport de carbone ancien provenant de la dissolution de roches calcaires diluent de ^{14}C ; et (3) l'effet d'« eau douce », où les cours d'eau débouchant dans les eaux marines apportent de l'eau chargée en ^{14}C . L'effet réservoir local peut être estimé en datant des

organismes marins d'avant 1955 d'âge connu précisément ou de dater des paires d'échantillon terrestre/marin provenant de sites archéologiques, supposés contemporains. Il est donc nécessaire lorsque l'on date des organismes marins d'appliquer une correction d'effet réservoir marin globale, ainsi qu'une correction locale (notée ΔR qui peut être trouvée sur une base de données en ligne, *Marine Reservoir Correction Database*). Les paramètres de correction d'effet réservoir sont détaillés en Annexe 3.

Dans le cas de cette étude, 6 échantillons ont fait l'objet de datations au radiocarbone. Les résultats de ces datations sont résumés dans les tables 4.2 et 4.3. Les échantillons datés étaient constitués de tests de foraminifères ou de coquilles de mollusques (*Hydrobiidae* ou moule). Les datations ont été réalisées par Beta Analytics Laboratory et Poznan Radiocarbon Laboratory. Les calibrations individuelles de chaque âge radiocarbone ont été réalisées selon la méthode proposée par Talma et Vogel (1993), en utilisant la base de données MARINE13 (Reimer et al., 2013). La correction locale appliquée est une valeur moyenne, de -34 ± 2 , de trois ΔR mesurés dans des localités proches (moins de 50 km) des sites carottés (Tisnérat-Laborde et al., 2010)

4.3. Définition de la zone d'étude

4.3.1. Remplissage sédimentaire des marais charentais

L'épaisseur du remplissage sédimentaire des marais charentais varie entre moins de 1 m et à peu près 35 m (Weber, 2004). Dans la plupart des cas, la base de ce remplissage correspond à une séquence transgressive sableuse, argileuse et ou tourbeuse datée autour de 8500 à 7000 cal a BP (Visset et al., 1990 ; Gruet et Sauriau, 1994 ; Carbonel et al., 1998 ; Bourgueuil, 2005). Le cœur de ce remplissage sédimentaire comprend une succession épaisse dominée par les silts, localement appelée Bri. La base du Bri est constituée d'argile silteuse bleu-grise à verte-grise très riches en fossiles de bivalve marins typiques d'un environnement estuarien, *Scrobicularia plana* (Welsh, 1916). La partie supérieure du Bri est de couleur brune et comporte aussi des fossiles de *S. plana*. Cette variation de couleur est interprétée comme résultant de l'oxydation du sol lors des processus de pédogenèse (Verger, 1968). La base du Bri est datée au radiocarbone autour de 8500 à 8000 ans BP (Decker et al., 2001). Le Bri a été interprété comme un dépôt d'environnement principalement intertidal (Verger, 1968), enregistrant la régression pendant les hauts niveaux marins Holocènes (Decker et al., 2001 ; Weber et al., 2004).

Le sommet de la séquence sédimentaire des marais est représenté par une argile silteuse brune, comportant des débris de plantes, et a été interprété comme déposé dans la partie supérieure du domaine intertidal des marais salés ou encore dans les marais doux isolés de la marée par les barrières littorales (Visset et al., 1990 ; Gruet et Sauriau, 1994).

De manière générale, le remplissage des marais Charentais est d'âge principalement Holocène, avec des terrains de plus en plus jeunes en allant de l'intérieur des terres vers le littoral, traduisant la progradation qui a lieu depuis environ 6500 cal a BP (Decker et al., 2001), lors de la phase récente de montée lente du niveau marin (Lambeck, 1997). On peut d'ailleurs encore trouver des indices du paléo- trait de côte. En effet, certaines structures sableuses, de 0,5 à 2 m d'épaisseur, au milieu des marais, ont été conservées, encore rattachées au socle mésozoïque (Dupuis, 1974).

4.3.2. Morphologie des sites sélectionnés

4.3.2.1. Charron (MP13_1bis)

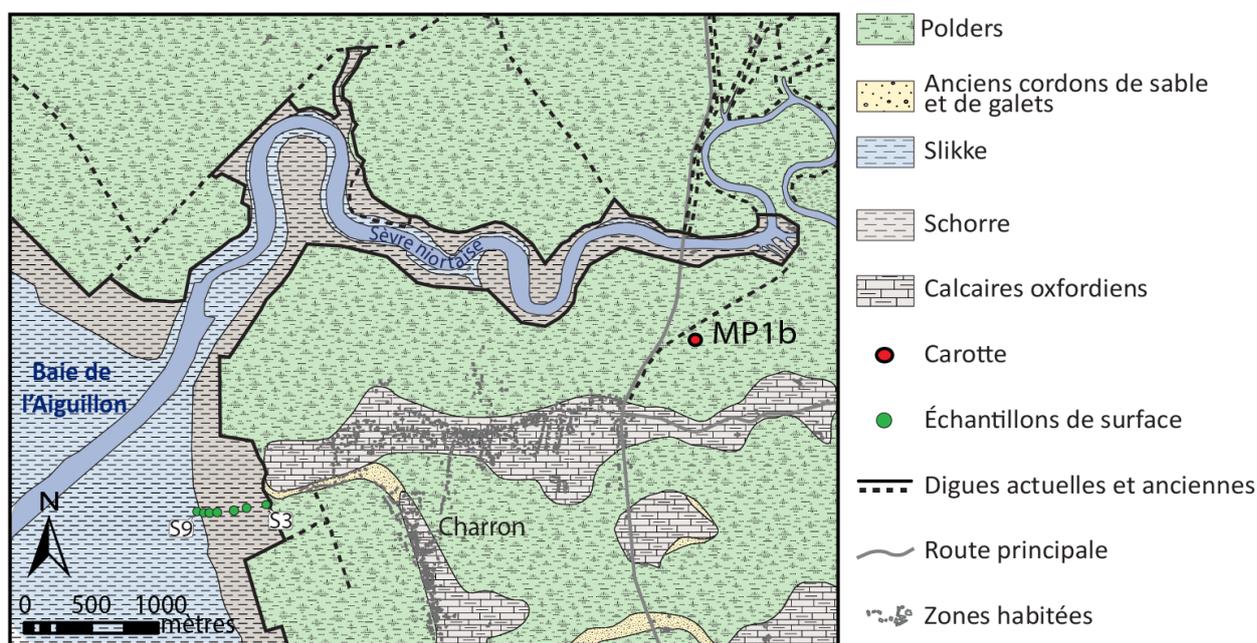


Figure 4.5. Carte géologique du site de Charron (modifiée d'après la feuille de l'Aiguillon sur Mer imprimée au 1/50000^{ème} du BRGM), dans le Marais Poitevin et position des prélèvements sédimentaires réalisés dans le cadre de cette étude.

Le site de Charron (Fig. 4.5) est localisé au Nord de la Charente Maritime, à la bordure occidentale du plus grand marais de France, le Marais Poitevin. Dans le marais Poitevin, la poldérisation commence au Moyen-Âge pour se finir en 1965 (Verger, 1968 ; Viollet, 2007), avec un gain de surface exploitable très important au Nord de la baie et plus modérée à l'Est (avancée du trait de côte de plus de 10 km au Nord par endroit et ne dépassant pas 2 km à l'Est, depuis 1705 ; Godet et al., 2015). Ainsi, le site carotté à Charron est un ancien marais salé, poldérisé par la suite. Ce type de site est aussi localement appelé « prise ». À 700 m au Nord du site carotté, s'écoule le petit fleuve de la Sèvre Niortaise, qui débouche dans la baie de l'Aiguillon à environ 4 km vers l'Ouest. La zone carottée est isolée des incursions marines liées à la marée par un système de digues. L'assèchement des marais a engendré une subsidence des terrains (Verger, 1968), comme de nombreux sites côtiers dans le monde manipulés par l'humain (Turner, 2004). De ce fait, la plupart des terrains

alentours se situent à une altitude inférieure à celle des niveaux d'eau de marée haute de vives eaux (3 m NGF) et ne sont protégés des inondations que par les digues. Pour exemple, le point de carottage sélectionné sur ce site (carotte MP13_1bis ; 46°18'37"N, 1°4'52"W, WGS84) se situe à seulement 1,96m NGF.

La baie de l'Aiguillon est très protégée des houles du large par la présence de l'île de Ré et la flèche sableuse de l'Aiguillon. Bien que la flèche de l'Aiguillon ait beaucoup évolué depuis le début du 18^{ème} siècle (croissance d'environ 7 km vers le Sud-Est ; Godet et al., 2015), à l'époque, l'île de Ré offrait déjà une protection substantielle de la houle du large. Bien que les vagues en provenance du large soient quasiment totalement dissipées avant leur arrivée dans la baie de l'Aiguillon, des mers de vent peuvent se former sous l'influence des vents locaux. Cependant, le fetch très court dans la baie de l'Aiguillon limite fortement la longueur d'onde de ces vagues. Les sédiments de surface de la baie de l'Aiguillon sont principalement silto-vaseux.

4.3.2.2. Le Marais d'Yves (MY14_02)

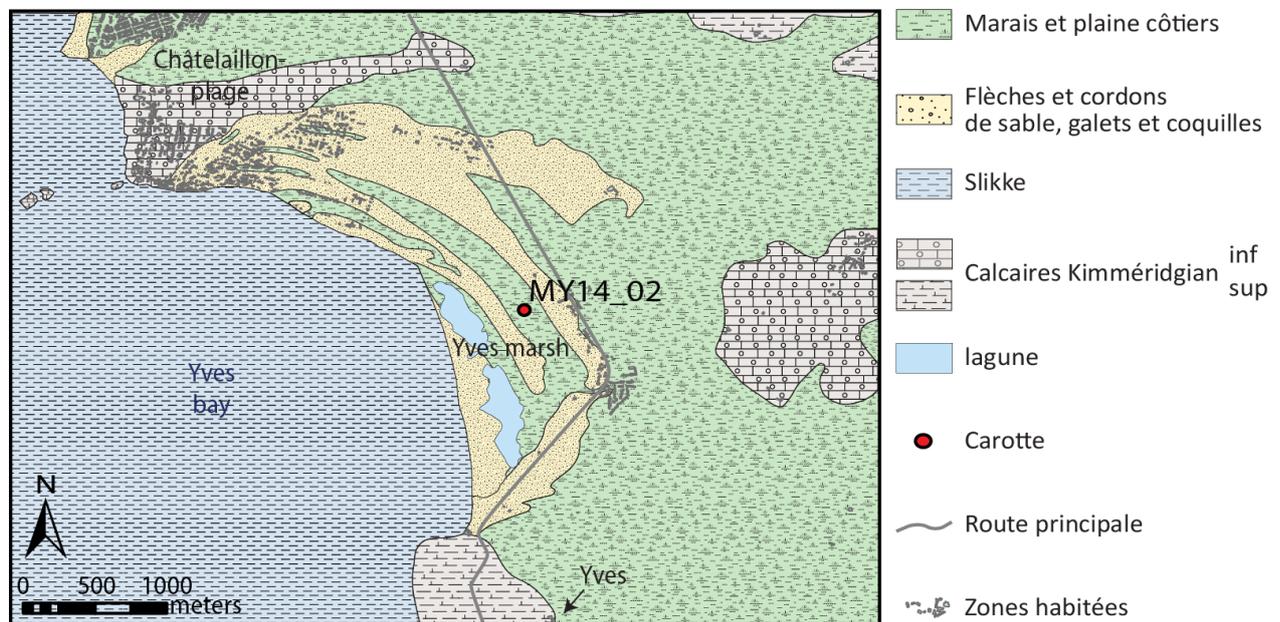


Figure 4.6. Carte géologique (modifiée d'après la feuille de Rochefort imprimée au 1/50000^{ème} du BRGM) du site de Charron, dans le Marais Poitevin et position des prélèvements sédimentaires réalisés dans le cadre de cette étude.

Le marais d'Yves (Fig. 4.6) est une réserve naturelle qui se situe entre la Rochelle (au Nord) et Rochefort (au Sud). C'est une ancienne baie (la baie d'Yves) encadrée par les falaises calcaires des communes de Chatellaillon et d'Yves (Kimméridgien inférieur et supérieur, au Nord et Sud de la baie respectivement). La baie a été progressivement fermée et isolée de l'influence de la marée au cours du temps par une succession de flèches de sable, de galets et d'accumulations coquillères. Grâce aux cartes anciennes et aux éléments d'origine anthropique retrouvés au sein de ces cordons, on sait que la progression du remplissage vers l'Ouest du marais d'Yves se poursuit depuis le Moyen Âge (Bourgueil et Moreau, 1972). La phase récente de ce remplissage sera détaillée dans la partie 4.4. Les altitudes des terrains du marais d'Yves s'étalent entre 0 et 5m NGF, mais la majeure partie des terrains sont situés entre 2 et 4 m NGF. Actuellement, la majeure partie de ces zones de basse altitude est constituée de prairies, cependant, trois lagunes d'eau saumâtre subsistent encore entre les deux flèches sédimentaires les plus récentes. Les marais d'Yves bordent l'actuelle baie d'Yves, située au fond du Pertuis d'Antioche, qui se caractérise par un estran silto-vaseux de 3 à 4 km de large.

Les houles du large qui parviennent au front de la région des pertuis ont généralement des directions Nord-Ouest à Sud-Ouest. Les houles du Nord-Ouest ne rencontrent pas d'obstacles majeurs, ce qui limite leur réfraction avant le marais d'Yves. Les houles du Sud-Ouest sont réfractées par la pointe Nord de l'île d'Oléron, engendrant des directions de propagation variable à leur arrivée sur les littoraux du marais d'Yves (direction d'Ouest et de Nord-Ouest au Nord et au Sud de la baie respectivement ; Cayatte et al., 2009). Bien que les houles du large soient en partie atténuées par les îles de Ré et d'Oléron, le climat de vagues reste tout de même plus énergétique que celui qui peut être observé au fond de la baie de l'Aiguillon.

4.3.3. Exposition aux submersions marines récentes

Les sites sélectionnés ont tous deux été inondés par des évènements de submersion très récents, liés aux tempêtes Martin en 1999 et Xynthia en 2010.

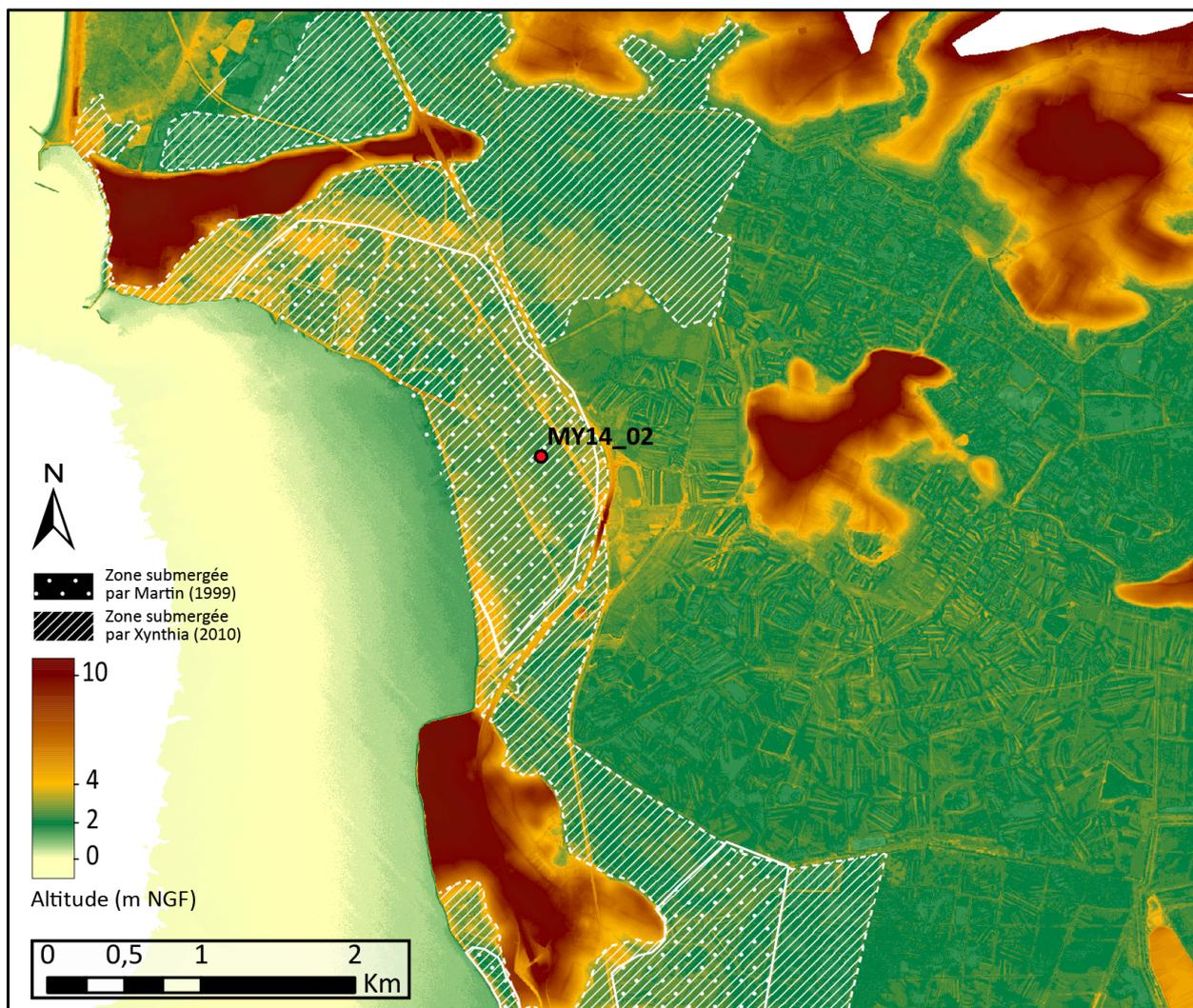


Figure 4.7. Carte topographique (d'après le LiDAR de 2010) et zones inondées (modélisées par Breilh et al. 2013, 2014) par les événements de submersions des tempêtes Martin (1999) et Xynthia (2010) sur le site du marais d'Yves.

Pour exemple, lors de la tempête Martin, en décembre 1999, la réserve naturelle du marais d'Yves a été submergée à 99% (Fig. 4.7; Cayatte et al., 2009). Les dunes ont subi un fort épisode d'érosion, avec une partie de leur végétation arrachée et transportée dans les terrains en arrière. La submersion s'est faite principalement par trois brèches dans le cordon sableux (Cayatte et al., 2009). En termes de signature sédimentaire, cette submersion a engendré la mise en place de washovers juste en arrière du cordon dunaire, un dépôt d'environ 5 cm de vase sur l'ensemble de la réserve (Cayatte et al., 2009) et la salinisation des étangs d'eau douce. En plus du dépôt de sédiments, la vague de submersion a transporté plusieurs tonnes de déchets ostréicoles sur toute la réserve et engendré la

destruction d'infrastructures et de matériel nécessaires à la gestion de la réserve, ainsi que la mort de nombreux arbres couchés ou brûlés par le sel (Cayatte et al., 2009). Lorsque le niveau d'eau a baissé en mer (diminution de la surcote et marée basse), une partie de l'eau de mer qui avait submergé la réserve s'est retiré en mer, engendrant l'ouverture de six petites brèches supplémentaires (Cayatte et al., 2009 ; Fig. 4.8).

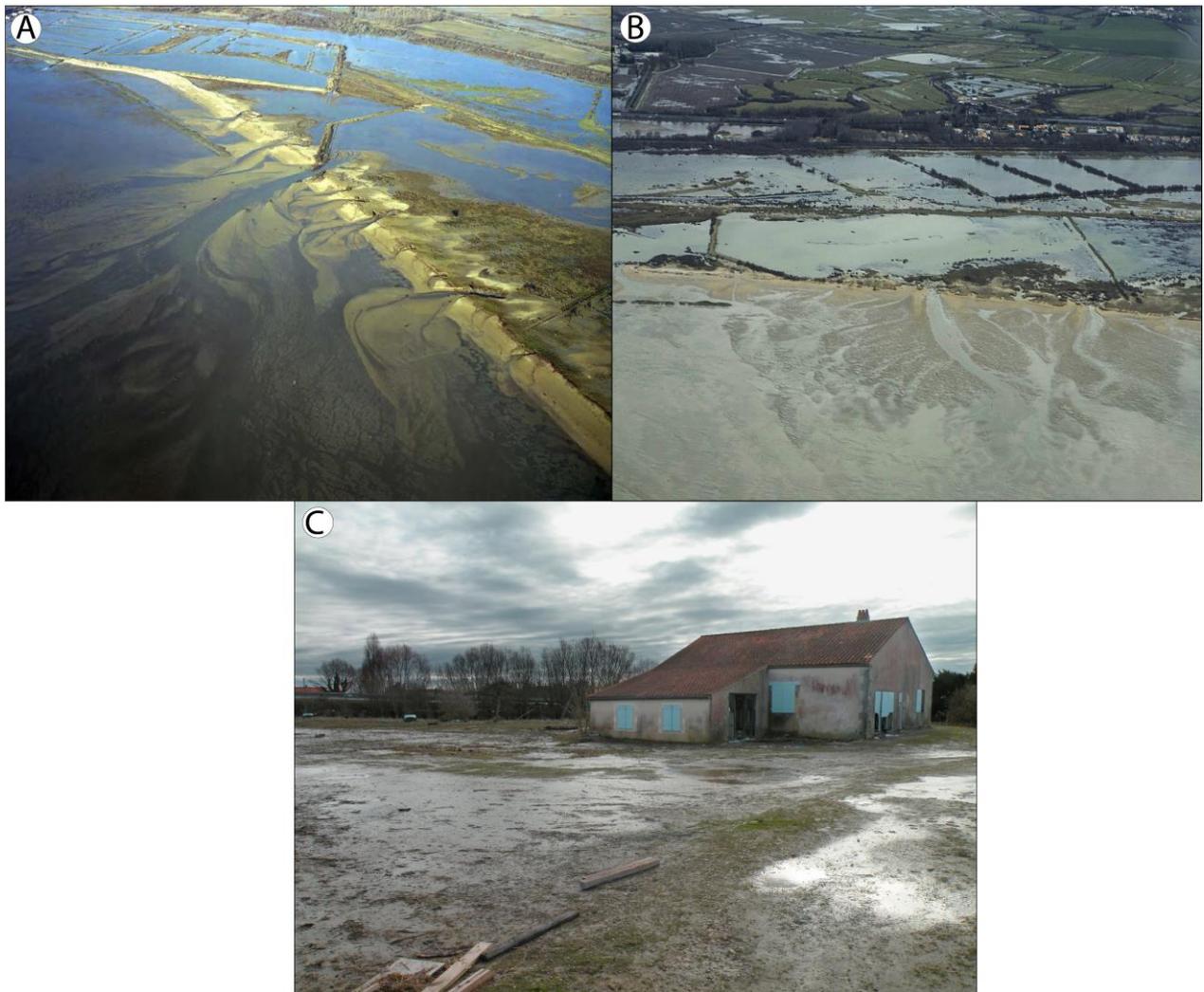


Figure 4.8. (A) Photo aérienne post-Martin du marais d'Yves inondé ; on peut y observer des brèches dans la dune frontale qui isole le marais de l'océan. (B) Photo aérienne du marais d'Yves inondé post-Xynthia. (C) photo prise dans le marais d'Yves, post-Xynthia, on peut y observer le dépôt boueux qui recouvre le sol.

Après la tempête Xynthia en février 2010, Cayatte (2010) a reporté six brèches dans le cordon dunaire, dont Muller et al. (2016) ont modélisé le comportement au cours de la submersion.



Figure 4.9. Photo post-Xynthia de la commune de Charron inondée.

Dans le cas du site de Charron, les conséquences de la tempête Martin sont moins renseignées. Le point de carottage, lui, n'a été inondé que par la submersion liée à la tempête Xynthia (Fig. 4.9, 4.10). Lors de la tempête Xynthia, le village de Charron a été fortement touché, puisque l'ensemble des digues a été submergé et dégradé, avec ruptures et reculs de digue. L'eau a envahi les marais sur plus de 8 km à l'intérieur des terres et inondé de nombreuses habitations dans le village, avec jusqu'à 2 m d'eau dans certaines maisons (Pedreros et al., 2010).

4.3.4. Historique des submersions passées

La table 4.1 résume l'ensemble des submersions survenues sur les deux sites d'études selon Breilh et al. (2014). Dans leur étude, Breilh et al. (2014) ont découpé le littoral du Sud de la Vendée à la frontière Sud de la Charente Maritime en 6 zones et ont listé les

événements de submersions marines mentionnés dans les archives historiques (comprenant journaux intimes, mémoires, rapports d'ingénieurs civils ou encore presses locales), de 1500 AD à aujourd'hui d'après les travaux de Audé (2006), Garnier et Surville (2010a, 2010b) et Péret et Sauzeau (2014). Certains événements de submersion sont qualifiés de majeurs à partir du moment où au moins 4 zones sur 6 ont été submergées.

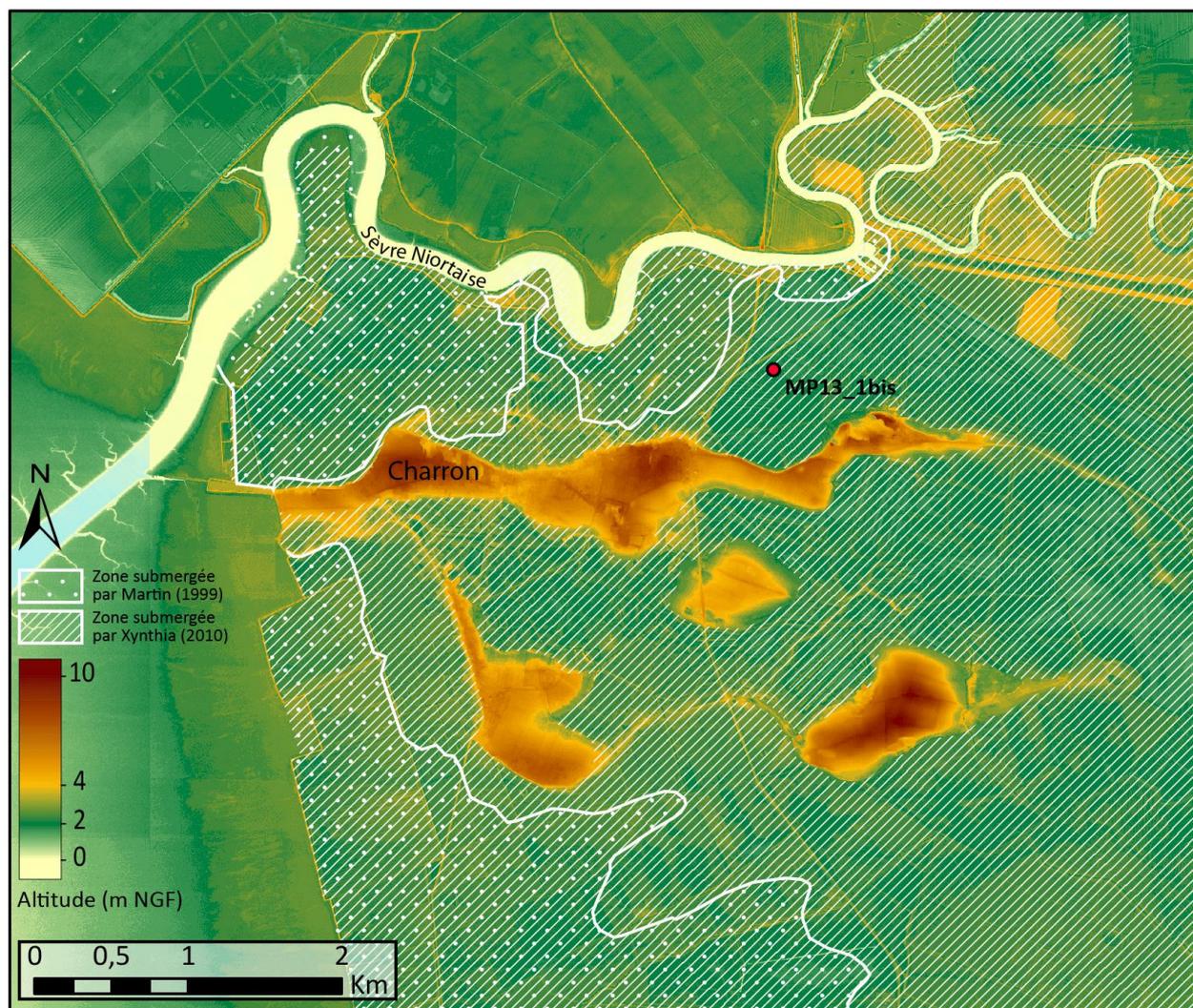


Figure 4.10. Carte topographique (d'après le LiDAR de 2010) et zones inondées (modélisées par Breilh et al., 2013, 2014) par les événements de submersions des tempêtes Martin (1999) et Xynthia (2010) sur le site de Charron. Les données de zones inondées n'étant pas disponibles pour le département de Vendée, ne pas tenir compte de la zone au Nord de la Sèvre Niortaise.

Date	Marais Poitevin	Marais d'Yves
22/08/1537		1537
13/01/1645		1645
29/01/1645		1645
01/07/1738	1738	
22/02/1788	1788	1788
24/01/1791		1791
09/11/1798		1798
20/02/1879		1879
27/10/1882	1882	
23/01/1890		1890
11/02/1895		1895
06/12/1896		1896
09/01/1924	1924	1924
10/03/1930		1930
30/10/1932		1932
23/02/1935		1935
13/03/1937		
16/11/1940	1940	1940
16/02/1941	1941	1941
15/02/1957	1957	1957
23/12/1995		1995
27/12/1999	1999	1999
28/02/2010	2010	2010
Total	10	20
16 ^{ème}	0	1
17 ^{ème}	0	2
18 ^{ème}	2	3
19 ^{ème}	1	4
20 ^{ème}	6	9
21 ^{ème}	1	1

Table 4.1. Liste des événements de submersion marine ayant touché le marais Poitevin et le marais d'Yves entre 1500 AD et aujourd'hui et total du nombre d'évènements par siècles, d'après Breilh et al., (2014). Les évènements en gras correspondent à des submersions majeures ayant touché au moins 4 zones sur les 6 définies par Breilh et al. (2014).

Le marais d'Yves paraît avoir été touché par beaucoup plus de submersions (20) que le marais Poitevin. Cela peut être dû à l'exposition du site plus directe aux vagues ou au fait que le marais d'Yves soit inclus dans la zone de la Rochelle où les événements de submersion marine étaient peut être mieux consignés dans les archives que dans le marais Poitevin car les populations touchées y étaient peut être plus importantes (Guetté et al., 2016).

Le nombre d'évènement de submersions paraît augmenter dans le temps. Il est très probable que cette tendance soit un artefact lié au fait que plus on remonte loin dans le temps, moins il y a de chances que les événements aient été consignés dans les archives, et que ces archives n'aient pas été abîmées ou détruites (par les guerres, le feu, les insectes, l'humidité... ; Breilh et al., 2014).

Néanmoins, il est incontestable que le marais d'Yves et le marais Poitevin soient des sites extrêmement sensibles au risque de submersion marine et qu'ils aient été largement et fréquemment inondés par le passé.

4.4. Résultats

4.4.1. Carotte MP13_1bis

4.4.1.1. Chronologie

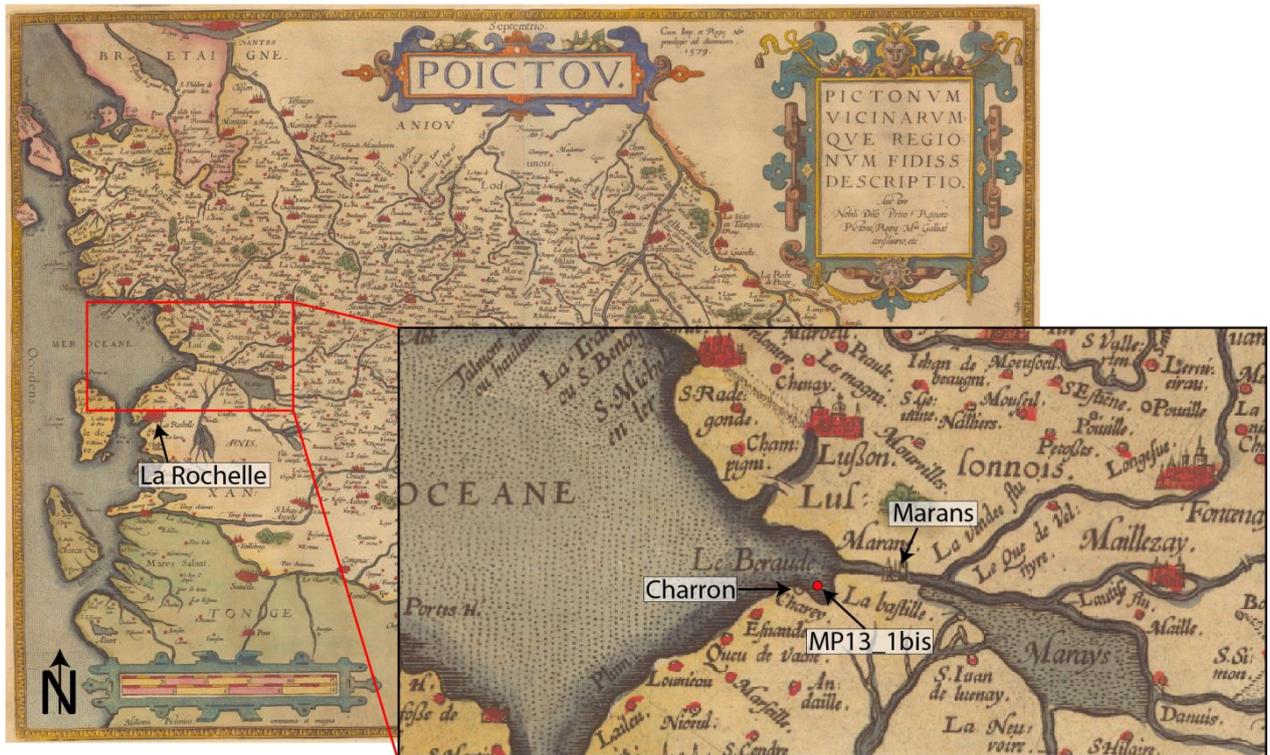


Figure 4.11. Carte du Poitou annotée établie par Rogier en 1579. La distance actuelle entre Charron et Marans est d'environ 8 km.

- Cartes anciennes

La carte établie par Rogier en 1579 (Fig. 4.11) n'a pas pu être géoréférencée, cependant on peut y observer qu'à cette époque la baie de l'Aiguillon était beaucoup plus large et que la pointe de l'Aiguillon n'existait pas encore. Le village de Charron se situe historiquement sur une butte calcaire (Fig. 4.5). Cette butte, qui était anciennement une île (« les couches (*calcaires*) secondaires apparaissent aussi en surface dans quelques points intérieurs du marais. Leurs affleurements formaient des îles dans un passé plus ou moins proche »; Verger, 1968, p. 354), est en 1579 déjà connectée au continent (probablement par des zones de marais salé) par le Sud, mais est bordé au Nord par la côte de la baie de



Figure 4.12. Plan et description particulière des marais desséchés du Petit Poitou annoté, par René Siette en 1645 (Source : Gallica, BNF).

l'Aiguillon, au débouché de la Sèvre Niortaise. Le point d'acquisition de la carotte MP13_1bis, se situant au Nord-Est du village de Charron, dans une zone basse (1,96 m NGF au point de carottage), est en 1579 encore connecté à la mer et sous l'influence de la marée.

La comparaison entre la carte de Rogier (1579, fig. 4.11) et la carte de Siette (1645 ; Fig. 4.12) montre bien le gain des terres sur la mer très rapide dans la zone de la baie de l'Aiguillon. En 1645, le point d'acquisition de la carotte MP13_1bis se trouve alors dans une zone de prés, entouré par la butte de Charron au Sud, une digue à l'Ouest et un canal endigué au Nord-Ouest. Il est ainsi raisonnable de penser que les aménagements (digues et canaux) ont été construits pour limiter les inondations de la mer sur les terres, et que donc,

le point de carottage est, à cette époque, isolé de l'influence de la marée et n'est éventuellement inondé que lors d'évènements de submersions marines. Par conséquent, pour le point de carottage MP13_1bis, la transition entre marais salé et marais doux a du se faire entre 1579 et 1645.

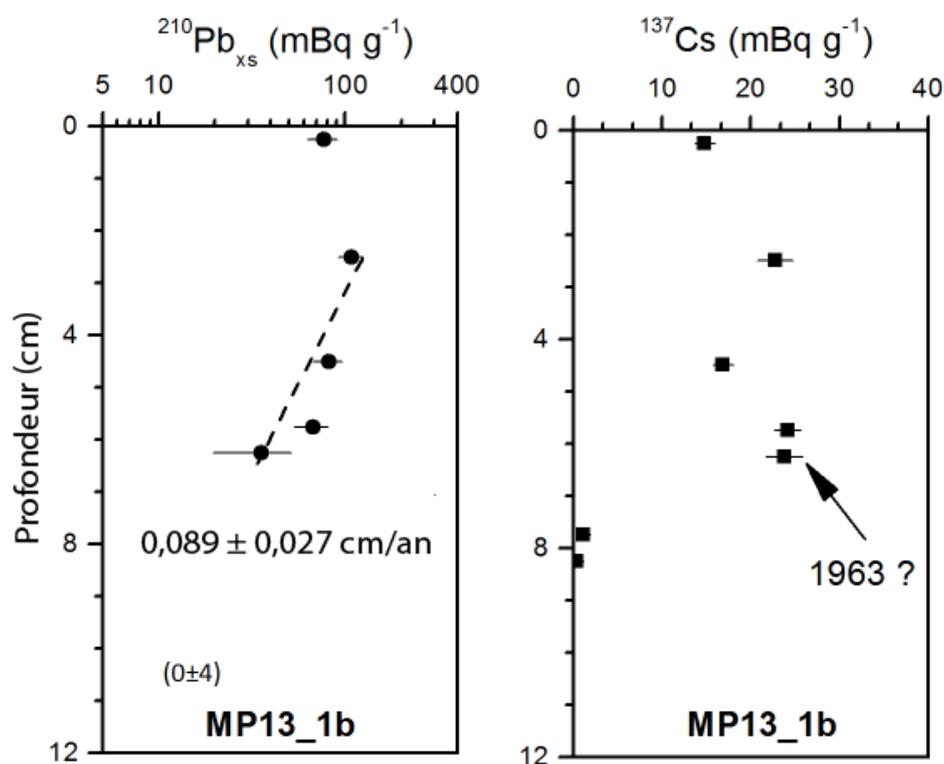


Figure 4.13. Résultats des mesures d'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ et du ^{137}Cs dans la carotte MP13_1bis.

- ^{210}Pb et ^{137}Cs

Le profil d'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ de la carotte MP13_1bis (Fig. 4.13) présente une décroissance très légère à partir de 2 cm vers la profondeur, qui permet de calculer un taux de sédimentation moyen, sur les 8 centimètres de sédiments les plus récents, de $0,089 \pm 0,027 \text{ cm.an}^{-1}$. L'erreur sur l'estimation du taux de sédimentation est plutôt importante (à cause du faible nombre de mesures et de la pente très faible de la décroissance observée). La mesure faite entre 0 et 0,5 cm donne une activité plus faible que le point sous-jacent situé à 3,5 cm de profondeur, indiquant un possible transport et dépôt de matériel plus ancien que celui se trouvant en dessous d'1 cm de profondeur. Le profil d'activité du ^{137}Cs

(Fig. 4.13) présente deux pics d'activité, cependant, le faible nombre de mesures et la possibilité de niveaux de sédiments plus vieux déplacés et déposés à cet endroit rendent difficile l'interprétation de ces pics. Néanmoins, on peut supposer que le pic à 6 cm corresponde au pic de retombées atmosphériques de ^{137}Cs de 1963.

- Radiocarbone

Les deux dates radiocarbone mesurées sur du matériel collecté entre 67 et 70 cm de profondeur et à 183 cm de profondeur dans la carotte MP13_1bis donnent des dates respectives de 1096 à 1206 AD et 982 à 1070 AD (Tab. 4.2).

Échantillon (profondeur en cm)	Code de laboratoire	Matériel daté	Âge ^{14}C (BP)	Âge conventionnel (BP)	Âge calibré (AD, 1σ)
MP13_1bis (67-70)	Beta450671	Hydrobiidae	830 ± 30	1220 ± 30	1096-1206
MP13_1bis (183)	Poz-63644	Coquille marine indéterminée	N/A	1340 ± 30	982-1070

Tableau 4.2. Résultats des datations au radiocarbone réalisées sur la carotte MP13_1bis.

4.4.1.2. Unités sédimentaires de la carotte MP13_1bis

Les résultats des analyses des proxies biologiques et physiques sont présentés dans la figure 4.14. Leur combinaison permet de distinguer 3 unités sédimentaires dans la carotte MP13_1bis, indicatives de différents environnements de dépôt sédimentaire.

4.4.1.2.1. MP13_1bis, 150-65 cm

- **Description du sédiment et granulométrie :** Les dépôts entre 150 et 65 cm de profondeur dans cette carotte correspondent à des silts fins et argiles de couleur marron, avec une taille de grains moyenne entre 6 et 10 μm . La radiographie montre

une forte atténuation des rayons X, de manière homogène, se traduisant par des sédiments fins homogènes. La présence de formes sub-verticales d'atténuation plus faible peut être due à la présence de terriers de macrofaune dans toute l'unité et à celle de quelques systèmes racinaires dans le haut de l'unité (entre 60 et 90 cm de profondeur). La fraction grossière du sédiment ($> 150 \mu\text{m}$) comprend des nodules de concrétion, précédemment observés par Verger (1968) dans le marais Poitevin, des tests de foraminifères, des restes de plantes, des débris de coquilles et quelques très rares grains de quartz.

- **Composition géochimique** : Cette unité présente des valeurs (en coups par secondes) d'Al et de Zr moyennes et peu variables, qui sont interprétées comme une absence de couches sableuses intercalées dans les sédiments fins argilo-silteux. Le Sr se caractérise par une forte variabilité tandis que les valeurs de Ca sont plutôt constantes. Tous deux ne montrent pas de tendance particulière à l'augmentation ou à la diminution, mais des valeurs importantes ; qui sont interprétées comme liées à une forte concentration de tests de foraminifères et de débris de coquilles. Br et S présentent des abondances plutôt hautes qui diminuent vers le haut ; qui sont interprétées comme liées à une diminution de la proportion de matière organique d'origine marine.
- **Composition isotopique** : Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ (comprises entre -23,50 et -22,75 ‰) indiquent une proportion dominante de matière organique d'origine marine (Riera et al. 1999), ainsi qu'une faible proportion de matériel continental.
- **Composition faunique** : Les abondances de foraminifères dans cette unité sont plutôt élevées, avec une moyenne de 455 individus pour 10 g de sédiments, de nombreux niveaux comprenant plus de 100 individus pour 10 g de sédiments, mais en décroissance vers le haut. Les tests de foraminifères observés sont quasiment monospécifiques, principalement représentés par *Haynesina germanica*, et de très

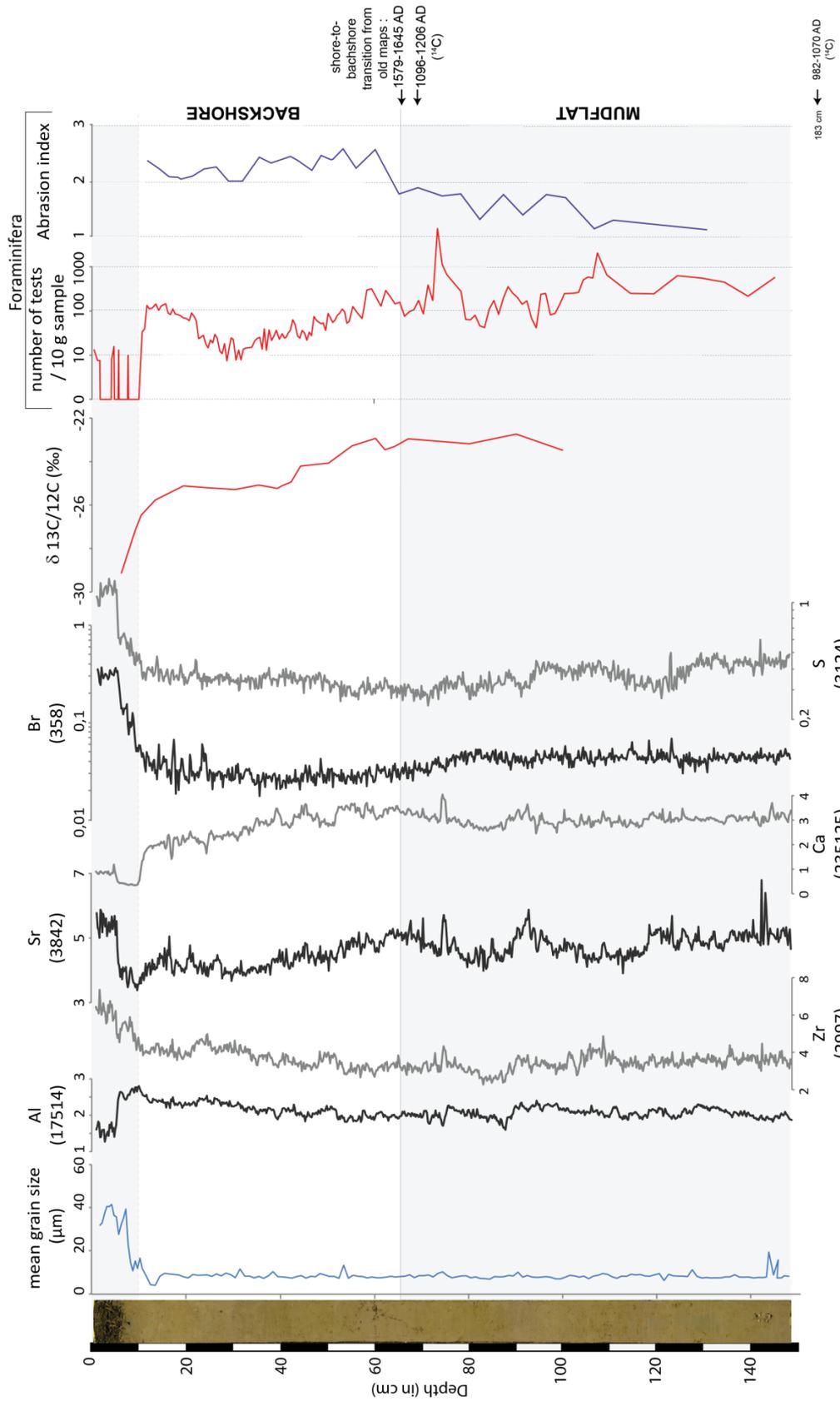


Figure 4.14. De gauche à droite : photographie de la carotte MP13_1bis ; granulométrie moyenne ; composition géochimique (XRF) ; composition isotopique ($\delta^{13}C$) ; abondance des tests de foraminifères ; indice d'abrasion des tests de foraminifères (A_i).

rare occurrences de *Ammonia tepida* (> 2%). Aucune espèce d'agglutinés typiques des marais salés n'a été observé. La plupart des tests sont translucides à légèrement abrasés, avec un indice d'abrasion moyen de 1,54. Des coquilles du gastropode *Rissoella globularis* ont été retrouvées régulièrement dans cette unité, tandis que les restes de plantes sont présents dans l'ensemble des niveaux.

4.4.1.2.2. MP13_1bis, 65-10 cm

- **Description du sédiment et granulométrie :** De 65 à 10 cm de profondeur, les sédiments sont toujours composés de silts fins argileux de couleur marron avec une granulométrie moyenne de 6 à 10 μm . La radiographie presque homogène mise à part quelques structures verticales d'atténuation plus faible traduit un sédiment fin homogène comprenant quelques restes de racines sub-verticales. La nature de la fraction grossière est la même que celle de l'unité sous-jacente, à savoir, des nodules de concrétion, des tests de foraminifères, des restes de végétaux, quelques débris coquilliers et de très rares grains de quartz.
- **Composition géochimique :** Dans cette unité, les abondances de Zr et Al ont tendance à légèrement augmenter vers le haut, tandis que l'inverse est observé pour Ca et Sr qui ont plutôt tendance à diminuer vers le haut. Ces tendances sont respectivement interprétées comme liées à une augmentation relative de la proportion d'argiles et la diminution du contenu en tests de foraminifères et de coquilles calcaires. Les abondances de Br et S sont plutôt basses, sans tendance particulière pour le Br et une légère augmentation vers le haut du S, interprétée comme liée à une légère augmentation de la proportion de matière organique dérivée du domaine marin.

- **Composition isotopique** : Trois sous unités peuvent être distinguées en se basant sur les résultats de l'isotopie du carbone. De 65 à 43 cm, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ montrent une claire diminution de $-22,5$ à $-25,0$ ‰. Cette diminution est interprétée comme reflétant une augmentation de la proportion de matière organique d'origine terrestre. De 43 à 20 cm, des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ stagnent autour de $-25,0$ ‰. De 20 à 10 cm de profondeur, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ montrent à nouveau une diminution, montrant une transition progressive vers un sédiment comprenant de la matière organique d'origine exclusivement terrestre.
- **Composition faunique** : Dans toute l'unité, l'abondance en tests de foraminifères est plutôt faible avec une densité moyenne de 63 individus pour 10 g de sédiments. La densité de foraminifères diminue vers le haut entre 65 et 30 cm avant d'augmenter à nouveau entre 30 et 10 cm de profondeur. Les assemblages, comme dans l'unité sous-jacente (150-65 cm de profondeur), sont toujours quasiment monospécifiques, représentés principalement par *Haynesina germanica*. La plupart des tests de foraminifères ont un aspect très abrasé, avec un indice moyen d'abrasion de 2,25. Des débris d'Hydrobiidae (un gastropode vivant principalement au-dessus du niveau moyen de la marée), de *Rissoella globularis* et de Skenopsidae (gastropodes vivant principalement dans le compartiment intertidal inférieur) ont aussi été observés dans cette unité. Les restes de végétation restent présents partout.

4.4.1.2.3. MP13_1bis, 10-0 cm

- **Description du sédiment et granulométrie** : De 0 à 10 cm, les sédiments sont composés de silts argileux marron foncés avec une augmentation de la taille moyenne du grain vers le haut, comprise entre 10 et 42 μm . Comme la matière organique n'a pas été séparée du sédiment avant les analyses granulométriques, cette tendance à l'augmentation de la taille des grains vers le haut est considérée comme résultant probablement de la présence de macro-restes de végétation, de graines, de racines... plus importante juste en dessous de la surface, et qui ne se sont

pas encore dégradés avec le temps. Cette hypothèse est supportée par la radiographie qui montre de très faibles atténuations provoquées par la présence abondante de racines et de vides dans un sédiment plus aéré. La fraction grossière est également principalement composée de restes de végétation, de nodules de concrétion, de quelques débris coquillers et de très rares tests de foraminifères et grains de quartz.

- **Composition géochimique** : Cette unité montre des valeurs d'Al et de Ca très faibles et des valeurs de Zr, Sr, Br et S très élevées.
- **Composition isotopique** : Le $\delta^{13}\text{C}$ varie de $-29,1$ à $-26,5$ ‰, traduisant la présence de matière organique très pauvre en ^{13}C , probablement à l'extension des mises en pâturage. En effet, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de l'herbe de pâture tournent autour de -21 ‰ (Richard et al. 1997).
- **Composition faunique** : Les tests de foraminifères, dans cette unité, sont quasiment absents, à part quatre niveaux caractérisés par des densités inférieures à 10 individus pour 10 grammes de sédiments, respectivement à 7,75, 5,75, 4,5 et 1,5 cm de profondeur. Ces échantillons ne contiennent que *Haynesina germanica*. Les restes de végétation sont retrouvés dans tous les niveaux.

4.4.1.2.4. Distribution actuelle des foraminifères dans les schorres de la baie de l'Aiguillon

Les sédiments de surface des schorres supérieurs de la baie de l'Aiguillon, au Sud de l'embouchure de la Sèvre Niortaise, contiennent très peu de foraminifères, à l'exception d'un échantillon qui comprend des espèces typiques de la slikke (ou vasière), avec *Haynesina germanica* et *Ammonia tepida*. Les échantillons de la moitié inférieure du schorre, jusqu'à la limite de la végétation (qui marque la transition entre le schorre et la slikke, d'après la définition de Verger, 1968), comprennent des espèces typiques des marais côtiers salés, les

foraminifères à tests agglutinés, avec une dominance de *Jadammina macrescens* et *Miliamina fusca*. Seul un échantillon du schorre inférieur fait exception, dont l'assemblage est dominé par *Haynesina germanica* et *Ammonia tepida*.

4.4.2. Carotte MY14_02

4.4.2.1. Chronologie

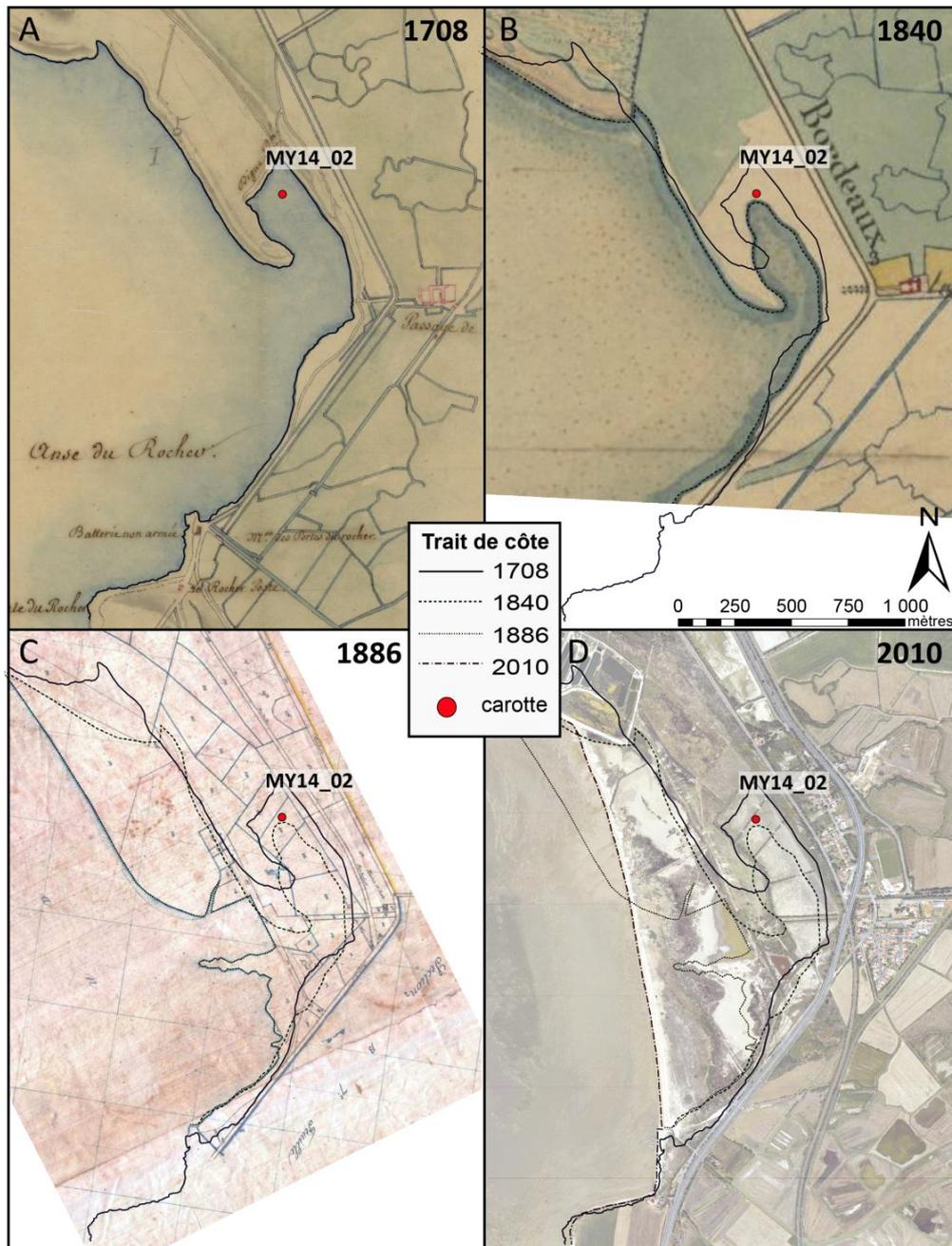


Figure 4.15. (A) Carte de Masse, 1708 ; (B) Carte de l'État-Major, 1840 ; (C) Carte du cadastre napoléonien, 1886 ; (D) Orthophotographie littorale, 2010 (CG17) ; avec la position du point de carottage et les trait de côtes digitalisés sur les différentes cartes.

- Cartes anciennes

La carte de Masse établie en 1708 (Fig. 4.15A) montre clairement que le point de carottage est situé en milieu marin, dans une petite baie semi-fermée par une flèche sableuse. Au Nord-Ouest de la carotte, une digue a été construite préalablement à l'établissement de la carte et positionne précisément la limite estran/domaine retro-littoral

Du fait que la carte de l'État-Major (Fig. 4.15B), délivrée en 1840, ait été levée avec une moins bonne précision que celle de Masse, que le point de carottage se trouve extrêmement près de la position présumée du trait de côte, et que la nature des environnement au-delà (vers la terre) du trait de côte digitalisé ne soit pas connue avec certitude (limite de la végétation ou limite supérieure du marais salé), il est impossible de dire si le point de carottage se situe en dehors de l'influence des marées à cette époque ou encore en bordure de milieu marin.

Cependant, la carte établie pour le cadastre napoléonien (Fig. 4.15C), publiée en 1886 montre une très nette avancée des terres sur la mer, probablement partiellement contrôlée par l'homme comme en témoignent la géométrie parfois très rectiligne du trait de côte et le découpage des parcelles poldérisées. Enfin, la photo aérienne datant de 2010 (Fig. 4.15D) montre la fermeture totale de l'ancienne baie d'Yves par la mise en place d'un dernier cordon sableux entre Chatellaillon au Nord et la falaise d'Yves au Sud. D'après ces cartes et photo, le point de carottage a été isolé de l'influence de la marée entre 1708 et 1886 et à partir de cette période, n'est plus inondé que par les épisodes de submersion marine.

- ^{210}Pb et ^{137}Cs

Le profil d'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ de la carotte MY14_02 (Fig. 4.16) montre une décroissance classique de 2 à 7 cm de profondeur. Cette décroissance régulière supporte l'application du modèle CF-CS (Constant Flux – Constant Sedimentation), qui permet d'estimer un taux de sédimentation moyen de $0,053 \pm 0,005 \text{ cm.an}^{-1}$. Au contraire du profil de la carotte MP13_1bis, la grande densité de points offrant un profil bien défini donne une erreur beaucoup plus faible sur le taux de sédimentation. Dans les 2,5 cm les plus

superficiels, l'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ montre plus de variabilité. Les deux échantillons présentant des valeurs d'activité plus faible (entre 1 et 2 cm de profondeur) que les échantillons immédiatement supérieurs et inférieurs sont probablement constitués de matériel plus vieux que les sédiments sus et sous-jacents, et transportés depuis un autre endroit. Le profil d'activité du ^{137}Cs (Fig. 4.16) montre une augmentation des valeurs de 8 à 4,75 cm de profondeur, suivi d'une décroissance jusqu'à la surface. Ce type de profil est assez typique et reflète bien l'augmentation du nombre d'essais nucléaires dans l'atmosphère du milieu du 20^{ème} siècle à 1963, puis un arrêt de ces activités. Il est ainsi possible de d'identifier un niveau marqueur à 4,75 cm associé à la date de 1963. En appliquant le taux de sédimentation moyen estimé à partir du profil de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ vers le haut, à partir de ce niveau repère de 1963 à 4,75 cm de profondeur, la date de 2010 ± 1 an est obtenue pour le niveau de matériel plus vieux entre 1 et 2 cm de profondeur.

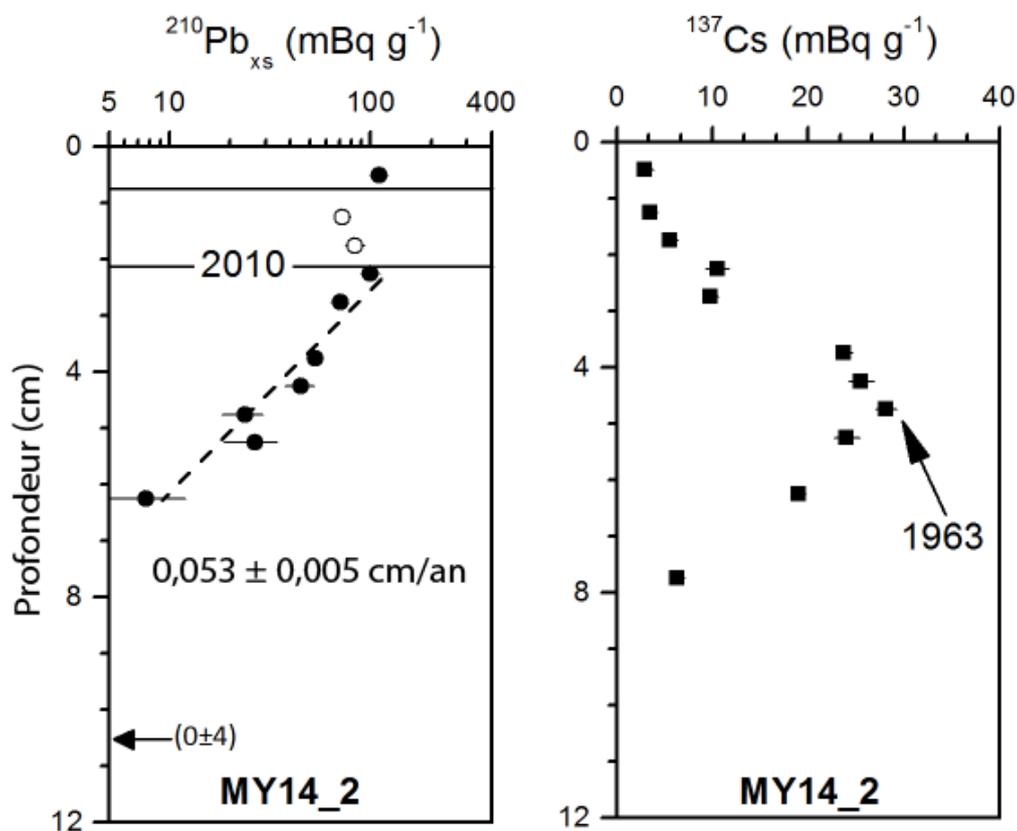


Figure 4.16. Résultats des mesures d'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ et du ^{137}Cs dans la carotte MY14_02.

- Radiocarbone

Les deux dates radiocarbone mesurées sur du matériel collecté à 53 et 63,5 cm de profondeur dans la carotte MY14_02 donnent des dates respectives de 1703 à 1829 AD et 1234 à 1299 AD (Table 4.3).

Échantillon (profondeur en cm)	Code de laboratoire	Matériel daté	Âge ¹⁴ C (BP)	Âge conventionnel (BP)	Âge calibré (AD, 1σ)
MY14_02 (53)	Beta450673	Coquille de moule	90 ± 30	500 ± 30	1703-1829
MY14_02 (63,5)	Beta450672	Hydrobiidae	690 ± 30	1100 ± 30	1234-1299

Table 4.3. Résultats des datations réalisées au ¹⁴C pour la carotte MY14_02

4.4.2.2. Unités sédimentaires

Les résultats des analyses de proxies biologique et physiques sont présentés dans la figure 4.17. Leur combinaison permet de distinguer 4 unités sédimentaires dans la carotte MY14_02, indicatives de différents environnements de dépôt sédimentaire.

4.4.2.2.1. MY14_02, 90-60 cm

- **Description du sédiment et granulométrie** : Les dépôts situés entre 90 et 60 cm de profondeur correspondent à des argiles silteuses fines de couleur marron avec une taille de grain moyenne diminuant vers le haut de 20 à 8 µm. Quelques grains de quartz, ainsi que du sable calcaire (provenant probablement des falaises calcaires du Jurassique et du Crétacé bordant le marais d'Yves au Nord et au Sud), et des débris coquilliers ont été observés dans la fraction grossière du sédiment (> 150 µm). La

radiographie présente des alternances de faibles et fortes atténuations des rayons X, interprétées comme des alternances de couches sableuses et de couches argilo-silteuses et comme la présence de coquilles de bivalves.

- **Composition géochimique** : Cette unité présente des abondances relatives d'Al stables. Le profil élémentaire du Zr, quant à lui, est caractérisé par une forte variabilité, avec ponctuellement des valeurs très hautes en coups par secondes, associées à des alternances d'atténuation moyenne et faible des rayons X et à la présence de grains de quartz dans la fraction grossière. Cette forte variabilité dans le profil du Zr est donc interprétée comme des alternances de couches sableuses et argilo-silteuses. Cette interprétation est supportée par les données de granulométrie laser qui montrent ponctuellement des pics de sédiments plus grossiers en corrélation avec les pics d'abondance du Zr. Les profils élémentaires du Ca et du Sr montrent tous deux des valeurs hautes et stables, résultant de la forte concentration en coquilles de bivalves et tests de foraminifères. Les profils élémentaires du Br et du S montrent une tendance décroissante vers le haut qui est interprétée comme une diminution de la contribution de matière organique d'origine marine, vers le haut. Le rapport Cl/Br présente des valeurs hautes, mais très variables, interprétées comme une forte proportion de sédiments d'origine marine
- **Composition isotopique** : Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ pour cette unité tournent autour de -22‰ , indiquant une forte proportion de matière organique provenant des planctons marins ou estuariens (-21‰ ; Fontugne et Jouanneau, 1981). Cependant, des diatomées intertidales benthiques (-16‰ ; Riera et Richard, 1996) et/ou des phanérogames marines (-13 à -10‰ ; Riera et al., 1999; Lebreton et al., 2011) peuvent aussi y avoir contribué.
- **Composition faunique** : Entre 90 et 60 cm de profondeur, les tests de foraminifères sont abondants, avec des densités dépassant systématiquement 100 individus pour 10 g de sédiments, et atteignant des maximums atteignant presque 1000 individus

pour 10 g de sédiments. La diversité des espèces de foraminifères est plutôt élevée, avec 10 taxa différents. On peut définir trois assemblages : (1) les espèces de vasière (*Haynesina germanica*, *Ammonia tepida* et *Elphidium williamsoni*), (2) les espèces subtidales (*Ammonia beccarii* et *Elphidium macellum*), et enfin (3) des espèces du domaine marin ouvert (*Elphidium granosum*, *Elphidium Poeyanum*, *Cibicides lobatulus*, *Lagena spp.* et *Quinqueloculina spp.*). En plus des foraminifères, quatre autres catégories de débris d'organismes marins sont systématiquement observés : les spicules de spongiaires, les radioles d'oursins, les bryozoaires et les coquilles d'Hydrobiidae (un gastropode vivant principalement au-dessus du niveau moyen de la marée). Enfin, une coquille d'*Ammonicera rota* (un gastropode vivant de la moitié inférieure de la plage à 20 m de profondeur d'eau) a été trouvée à 70 cm de profondeur. De petites quantités de restes végétaux sont aussi être observés.

4.4.2.2.2. MY14_02, 60-47 cm

- **Description du sédiment et granulométrie** : Les dépôts entre 60 et 47 cm de profondeur sont composés de silts et argiles fins de couleur brune, avec une taille de grain moyenne allant de 6 à 10 μm . La fraction grossière du sédiment ($> 150 \mu\text{m}$) comprend principalement des grains de sable quartzeux, et quelques rares grains de sable calcaire, ainsi que des débris coquillers. La radiographie montre toujours des alternances de couches à forte et faible atténuation des rayons X, interprétées comme des alternances de couches sableuses et de couches silto-argileuses, contenant quelques coquilles de bivalves.

Composition géochimique : Cette unité est caractérisée par une augmentation de l'abondance d'Al vers le haut, interprétée comme reflétant une augmentation de la proportion d'argiles. Le Zr présente, comme dans l'unité sous-jacente de fortes variations, comprenant de fortes valeurs en coups par secondes, qui ont tendance à diminuer vers le haut. Cette variabilité du Zr, associée avec les variations d'atténuation

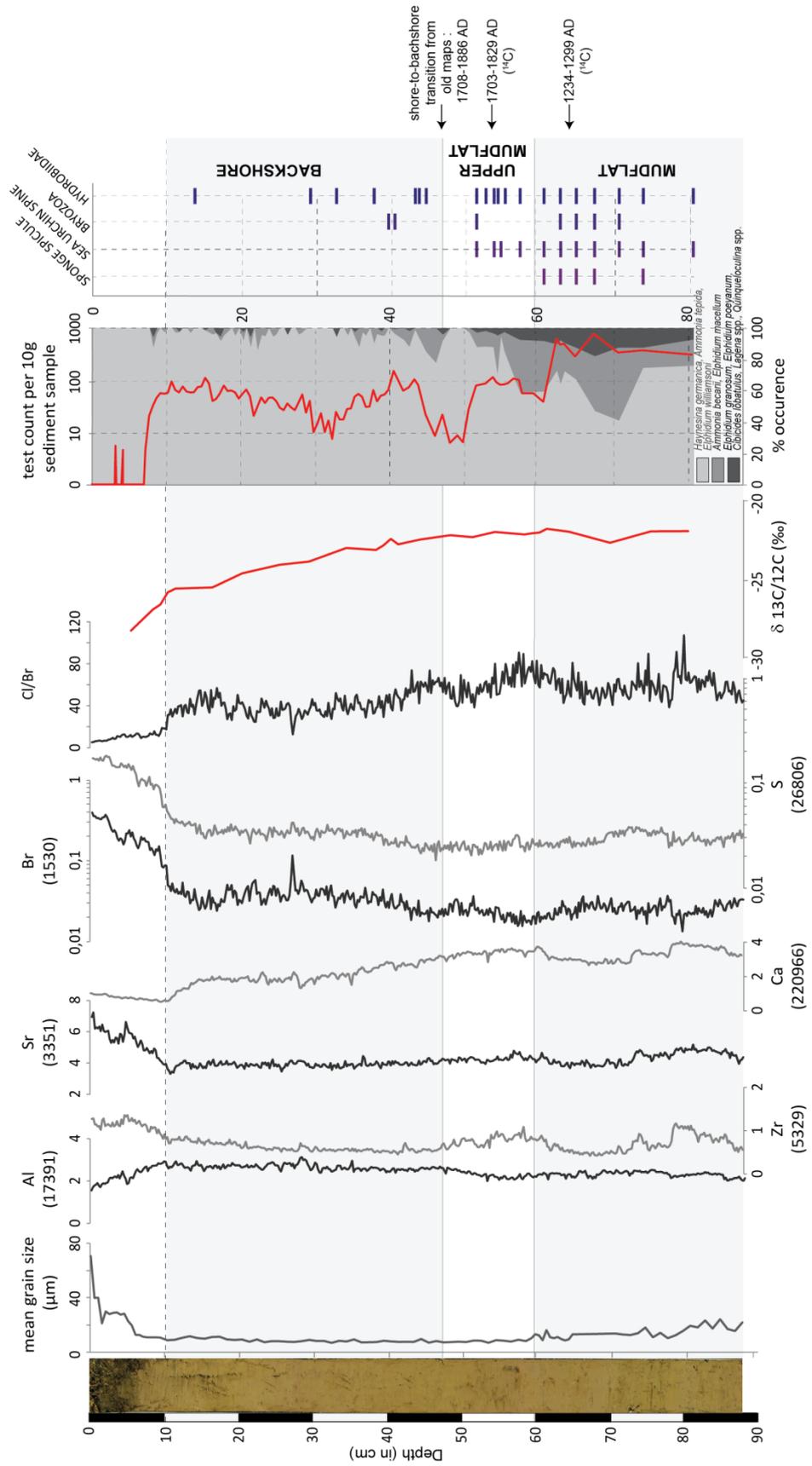


Figure 4.17. De gauche à droite : photographie de la carotte MP13_1bis ; granulométrie moyenne ; composition géochimique (XRF) ; composition isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) ; abondance des tests de foraminifères (courbe rouge), fréquences relatives des assemblages de foraminifères ; occurrences de débris d'organismes marins et de coquilles.

des rayons X sur la radiographie et la présence de sable quartzeux dans la fraction grossière du sédiment est interprétée comme résultant des alternances de couches sableuses et silto-argileuses. Les fortes valeurs de Zr sont généralement admises comme associées à une plus forte concentration en éléments détritiques et sédiments grossiers (Sabatier et al., 2010 ; Chagué-Goff et al., 2017). Dans le cas de cette unité, la corrélation entre les résultats de taille de grains moyenne et d'abondance de Zr est plutôt faible. Cette faible corrélation pourrait s'expliquer par le fait que l'échantillonnage pour la granulométrie se fait sur un tout petit volume ($< 1 \text{ cm}^3$) ; or si le sable se distribue de façon lenticulaire il est possible que tous les niveaux sableux n'aient pas été échantillonnés. Les profils de Sr et de Ca montrent tous deux des valeurs hautes qui décroissent légèrement vers le haut de l'unité, interprétés comme résultant de la proportion importante, mais décroissante vers le haut de tests de foraminifères et de coquilles calcaires dans le sédiment. Les profils de Br et de S sont plutôt caractérisés par des valeurs qui augmentent vers le haut, interprétées comme associées à une augmentation vers le haut des proportions de matière organique d'origine marine. Le rapport Cl/Br présente toujours des valeurs élevées à la base de l'unité, mais avec une tendance à la diminution vers le haut de l'unité, interprétées comme une diminution progressive des apports de sédiments d'origine marine.

- **Composition isotopique** : Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ pour les sédiments de cette unité restent proches de $- 22 \text{ ‰}$, ce qui est caractéristique des sources marines pour la matière organique, et supporte ainsi l'interprétation des contenus en Br et S (dont les valeurs augmentent vers le haut).
- **Composition faunique** : Dans cette unité, le contenu en tests de foraminifères est bas avec des densités presque systématiquement inférieures à 100 individus pour 10

g de sédiments. Cependant, la diversité des espèces, bien que moindre par rapport à l'unité sous-jacente (90-60 cm de profondeur), reste plutôt haute avec 8 taxa différents, comprenant (1) les espèces de vasière (*Haynesina germanica* est l'espèce dominante, associée à, *Ammonia tepida* et *Elphidium williamsoni*), (2) les espèces subtidales (*Ammonia beccarii* et *Elphidium macellum*), et enfin (3) des espèces du domaine marin ouvert (principalement représentées par *Elphidium Poeyanum*, *Cibicides lobatulus* et quelques *Quinqueloculina spp.*). En plus des foraminifères, trois autres catégories de débris d'organismes marins sont systématiquement observés : les radioles d'oursins, les bryozoaires et les coquilles d'Hydrobiidae. Enfin, une coquille de *Rissoella globularis* (un gastropode vivant dans la zone intertidale inférieure) a été trouvée. Quelques débris végétaux restent présents.

4.4.2.2.3. MY14_02, 47-10 cm

- **Description du sédiment et granulométrie** : Entre 47 et 10 cm de profondeur, les sédiments correspondent à des silts fins et argiles de couleur marron, dont la taille de grain moyenne a tendance à augmenter vers le haut entre 6 et 12 μm . La nature de la fraction grossière dans cette unité est drastiquement différente par comparaison avec les autres unités (90-60 et 60-47 cm de profondeur). En effet, cette unité est principalement composée de nodules de concrétions, de tests de foraminifères, de restes végétaux et de quelques très rares grains de quartz. Les images de la radiographie présentent, elles aussi, des structures très différentes par rapport aux unités sous-jacentes : les structures horizontales marquées par les alternances d'atténuation forte et faible des rayons X ne sont plus observées ; l'atténuation des rayons X y est très homogène, indiquant un sédiment fin homogène, perturbé localement par les figures d'atténuation faible sub-verticales, interprétées comme la présence de réseaux racinaires.
- **Composition géochimique** : Cette unité ne présente pas de tendance particulière pour les valeurs d'Al. Cependant, ces valeurs sont beaucoup plus variables que dans

les unités sous-jacentes. Le profil élémentaire du Zr, quant à lui, est caractérisé par une très faible variabilité et des valeurs en coups par secondes elles aussi très faibles, interprétés comme une absence de sables siliciclastiques. Les profils élémentaires du Ca et du Sr ont des valeurs décroissantes vers le haut, interprétées comme une diminution du contenu en tests de foraminifères et coquilles calcaires. Enfin, Les profils élémentaires du Br et du S sont caractérisés par des valeurs élevées avec une tendance à l'augmentation vers le haut, interprétée comme une augmentation de la proportion de matière organique d'origine marine. Le rapport Cl/Br présente des valeurs plus basses et garde une tendance à la baisse vers le haut de la carotte, interprétée comme une diminution de l'influence marine dans la composition sédimentaire

- **Composition géochimique** : Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ dans cette unité diminuent vers le haut de $-22,5$ à $-26,0$ ‰ indiquant une transition de la matière organique d'origine plutôt marine vers de la matière organique d'origine plutôt terrestre, plus pauvre en ^{13}C ($-27,3$ ‰ ; Richard et al., 1997).
- **Composition faunique** : Entre 47 et 10 cm de profondeur, les abondances de tests de foraminifères sont systématiquement inférieures à 100 individus pour 10 g de sédiments et présentent un minimum de 10 individus pour 10 g de sédiments. La diversité est légèrement inférieure à celle de l'unité sous-jacente avec 7 espèces différentes, comprenant (1) les espèces de vasière (*Haynesina germanica* est l'espèce dominante, associée à, *Ammonia tepida* et *Elphidium williamsoni*), (2) les espèces subtidales (*Ammonia beccarii* et *Elphidium macellum*), et enfin (3) très rarement des espèces du domaine marin ouvert (*Cibicides lobatulus* et *Quinqueloculina spp.*). Les espèces de foraminifères à test agglutiné, typiques des marais côtiers salés n'ont pas été observées dans cette unité. Ici, la faune est dominée par les espèces de la vasière (80-100 %), où *Haynesina germanica* est largement dominant. Seuls quelques niveaux présentent de subtiles occurrences d'espèces subtidales et/ou du domaine marin ouvert. En plus des tests de foraminifères, deux autres types de restes de

faune ont été retrouvés : des débris de bryozoaires et des coquilles d'Hydrobiidae. Cependant, contrairement aux unités sous-jacentes, leur présence n'est que très ponctuelle. Les restes de végétaux sont très abondants.

4.4.2.2.4. MY14_02, 10-0 cm

- **Description du sédiment et granulométrie** : Entre 10 et 0 cm de profondeur, les sédiments sont les silts fins et argiles de couleur marron foncée, avec une tendance à l'augmentation de la taille de grain moyenne vers le haut de 10 à 70 μm . Comme la matière organique n'a pas été séparée du sédiment avant les analyses granulométriques, cette tendance à l'augmentation de la taille des grains vers le haut est interprétée comme résultant probablement de la présence de macro-restes de végétation, de graines, de racines, qui ont tendance à s'agglomérer, plus importante juste en dessous de la surface, qui n'ont pas encore eu le temps de se dégrader. Cette hypothèse est confirmée par la radiographie qui montre de très faibles atténuations, provoquées par la présence abondante de racines et de vides dans un sédiment plus aéré. La fraction grossière est également principalement composée de restes de végétation, de nodules de concrétion, de quelques débris coquillers et de très rares tests de foraminifères et grains de quartz.
- **Composition géochimique** : Cette unité montre une décroissance des valeurs d'Al, indiquant une faible proportion d'argiles dans le sédiment. Zr et Sr paraissent abondants. Tandis que le profil élémentaire du Ca se caractérise par des valeurs très faibles indiquant un contenu en restes coquillers très faible lui aussi et à une quasi absence de tests de foraminifères. Les profils élémentaires du Br et du S montrent plutôt une forte abondance.
- **Composition isotopique** : Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ entre 10 et 0 cm de profondeur varient entre $-27,0$ et $-28,3$ ‰ et sont typiques de la signature de matière organique d'origine terrestre (Riera et Richard, 1996).

- **Composition faunique** : Les tests de foraminifères sont quasiment absents, et observés uniquement dans deux niveaux, à 4,25 et 3,25 cm de profondeur respectivement et toujours avec des densités inférieures à 10 individus pour 10 g de sédiments. La diversité est très faible puisque seul *Haynesina germanica* est représenté.

4.5. Discussion

4.5.1. Reconstruction paléoenvironnementale

Les proxies sédimentaires, géochimiques, isotopiques et biologiques, analysés dans les carottes MP13_1bis (marais Poitevin) et MY14_02 (marais d'Yves) permettent d'identifier différents environnements de dépôts. Les séquences sédimentaires comprises respectivement entre 150 et 0 cm et entre 90 et 0 cm de profondeur pour MP13_1bis et MY14_02, correspondent à des séquences de remplissage estuariennes avec la slikke (ou vasière) à la base et le marais doux terrestre (ou backshore) au sommet. D'un point de vue de l'interprétation en stratigraphie séquentielle, ce remplissage correspond à une partie de la paraséquence régressive associée au haut niveau marin de l'Holocène. Les critères d'identification des sédiments de la slikke et du backshore, dans les deux marais, sont discutés successivement dans la partie suivante.

- **Slikke (ou vasière intertidale) :**

- **Marais d'Yves :**

Les dépôts sédimentaires compris entre 90 et 60 cm de profondeur dans la carotte du marais d'Yves présentent de nombreuses caractéristiques typiques d'une vasière intertidale : (1) une forte abondance de débris fossiles d'organismes marins ; (2) une forte abondance de tests de foraminifères, avec une proportion particulièrement importante d'*Haynesina germanica* et *Ammonia tepida* (qui sont des espèces typiques de la vasière intertidale, comme précédemment démontré par Armynot du Châtelet et al., 2005, 2009 ; dans la baie de l'Aiguillon) ; (3) la présence de débris d'organismes marins du milieu subtidale ou marin ouvert ; (4) des alternances fréquentes de couches sableuses entre des couches plus argilo-silteuses, correspondant peut être à des rythmites de marée (Tessier et al., 1995) ; (5) une proportion

élevée de matière organique d'origine marine ; et (6) une très faible densité de restes végétaux. La faune marine incluse dans le sédiment comprend des espèces intertidales comme subtidales (11 taxa différents). La présence d'espèces subtidales et de milieu marin ouvert dans l'intervalle entre 90 et 60 cm de profondeur dans la carotte MY14_02 peut être attribuée à la remobilisation par les vagues de sédiments et de foraminifères benthiques des domaines plus profonds et à leur transport par les vagues et les courants tidaux vers des milieux moins profonds comme la slikke. La présence de rares restes végétaux peut également être attribuée au transport d'éléments provenant des milieux moins profonds vers des milieux plus profonds par les vagues et les courants tidaux.

Toujours dans le marais d'Yves, les dépôts sédimentaires compris entre 60 et 47 cm de profondeur présentent une diminution de la densité de débris d'organismes marins et de foraminifères. Bien que la densité de tests de foraminifères reste plutôt élevée (> 100 individus pour 10 g de sédiments), leur diversité est plus faible que dans l'unité sous-jacente (8 espèces différentes), et le pourcentage d'espèces allochtones à la slikke diminue progressivement vers le haut dans cette unité. Cet intervalle se caractérise aussi par une proportion élevée de matière organique d'origine marine. Bien que cette unité présente moins de caractéristiques typiques de la slikke, elle est toujours interprétée comme telle en termes d'environnement de dépôt car la signature marine est toujours très présente et qu'aucun critère diagnostique d'un environnement de schorre, comme la présence de test d'espèces de foraminifères agglutinés (observé dans les schorres de la baie de l'Aiguillon, ou d'autres littoraux français proches ; Duchemin et al., 2005) n'y a été observé.

- **Marais Poitevin :**

Les dépôts compris entre 150 et 65 cm de profondeur dans le marais Poitevin (carotte MP13_1bis) sont interprétés comme des dépôts de slikke car (1) la densité en tests de foraminifères et débris d'organismes marins, bien

Marais d'Yves (MY14_02)

Marais Poitevin (MP13_1bis)

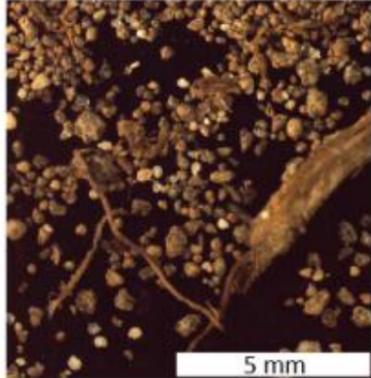
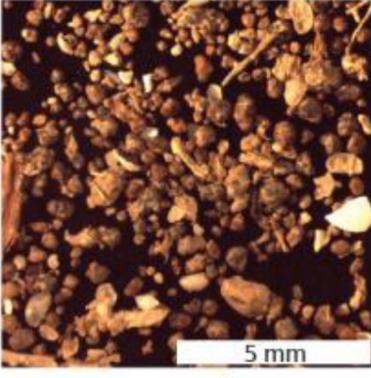
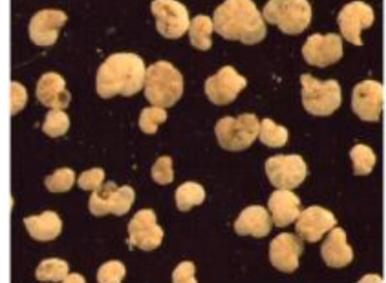
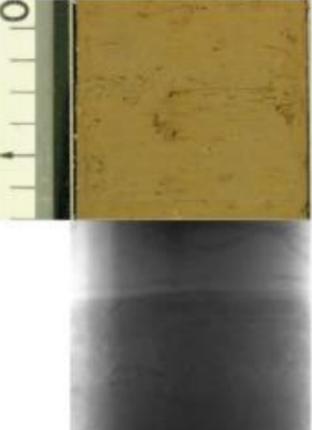
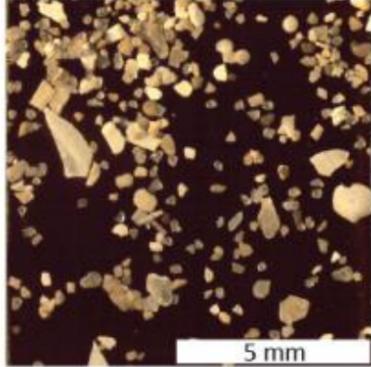
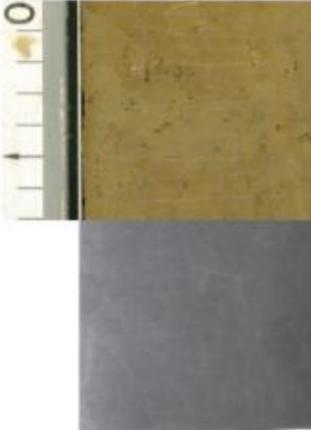
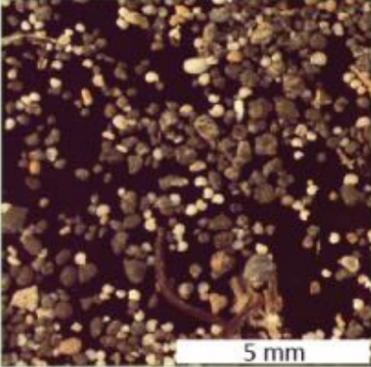
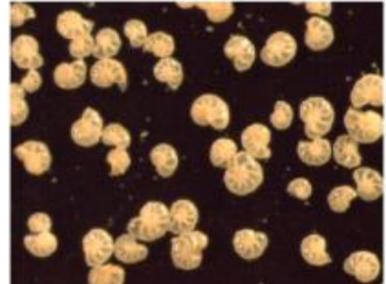
	Photo Rx	fraction grossière (>150 µm)	Faune	Photo Rx	fraction grossière (>150 µm)	Faune
DÉPÔTS DE MARAIS DOUX (submersion marine)			<ul style="list-style-type: none"> - Foraminifères : assemblages multispecifics dominés par <i>Haynesina germanica</i> avec occurrence désorganisée d'autres espèces plus marines. - Macrofaune : présence occasionnelle d'Hydrobiidae et de débris de bryozoaires. 			<ul style="list-style-type: none"> - Foraminifères : monospécifique, <i>Haynesina germanica</i>. Tests de foraminifères opaques (abrasés). - Macrofaune : présence occasionnelle d'Hydrobiidae.
	pas de structure, sédiment fin, racines.	Nodules de concrétion, tests de foraminifères, débris de végétation et très rares grains de quartz. 5 mm		pas de structure, sédiment fin, racines.	Nodules de concrétion, tests de foraminifères, débris de végétation et débris coquillers. 5 mm	
DÉPÔTS DE SLIKKE			<ul style="list-style-type: none"> - Foraminifères : assemblages multispecifics organisés selon une séquence montrant une diminution de la profondeur d'eau de la base de la carotte à 45 cm de profondeur. - Macrofaune : présence presque systématique d'Hydrobiidae, d'épines d'oursins, de spiules de spongiaires et de débris de bryozoaires. 			<ul style="list-style-type: none"> - Foraminifères : monospécifique, <i>Haynesina germanica</i>. Tests de foraminifères translucides. - Macrofaune : présence occasionnelle d'Hydrobiidae.
	alternance de couches de sédiments grossières et fines, coquilles.	Sable (quartz, débris coquillers, calcaire), foraminifères, et débris d'organismes marins. 5 mm		pas de structure, sédiment fin, racines.	Nodules de concrétion, tests de foraminifères, débris de végétation et débris coquillers. 5 mm	

Figure 4.18. Différences de facies sédimentaires entre les sédiments de slikke et de marais doux et entre le marais d'Yves et le marais Poitevin

qu'en diminution vers le haut, reste importante (> à 100 individus pour 10 g de sédiments pour les foraminifères) ; (2) la proportion de matière organique d'origine marine est importante ; et (3) des terriers de macrofaune ont pu être observés. Des restes de végétaux sont également observés partout dans cette unité, bien qu'en faible quantité. Leur présence peut être attribuée à la remobilisation et le transport par les vagues et les courants de marée des schorres vers la slikke.

- **Variabilité de la signature de l'environnement de dépôt de slikke entre le marais d'Yves et le marais Poitevin :**

Le contenu faunique et sédimentaire des sédiments de slikke varie entre les deux marais (Fig. 4.18). Dans le marais d'Yves, la forte diversité, alimentée par des espèces autochtones provenant de milieux marins plus profonds est attribuée au transport par les vagues et les courants de marée. En effet, le marais d'Yves, bien qu'en partie protégé des houles du large par la présence de l'île d'Oléron et les hauts fonds des pertuis, est tout de même plus exposé que les littoraux du fond de la baie de l'Aiguillon, où seules des vagues courtes générées par les vents locaux se développent.

À conditions de tempête égale, les vagues auront donc tendance à être plus longues au large du marais d'Yves par rapport à la baie de l'Aiguillon. Les vagues plus longues peuvent potentiellement remobiliser des fonds plus profonds (e.g., Pilarczyk et al., 2014) et donc des tests, coquilles et macro-restes d'espèces provenant de milieux plus profonds que dans le cas des vagues plus courtes. De plus, la présence d'une barrière de sédiments grossiers fermant le marais d'Yves atteste d'un environnement de plus haute énergie ; contrastant avec le fond de la baie de l'Aiguillon non séparée de la mer par une barrière (la barrière fermant la baie de l'Aiguillon est représentée par la flèche de l'Aiguillon située plusieurs km au large du site d'étude). Ainsi, la faible diversité dans les tests de foraminifères observés dans la slikke du marais Poitevin est attribué au fait que les vagues affectant cette zone soient

très atténuées avec des profondeurs de remobilisation très faibles. L'énergie limitée des vagues dans la slikke du marais Poitevin et de la baie de l'Aiguillon est également attestée par l'aspect des tests de foraminifères qui sont majoritairement translucides, indiquant très peu d'abrasion liée aux collisions entre les grains lors du transport.

- **Marais doux (ou backshore) :**

Les dépôts entre 47 et 10 cm de profondeur dans la carotte MY14_02 (marais d'Yves) et entre 65 et 10 cm de profondeur dans la carotte MP13_1bis (marais Poitevin), qui reposent tous les deux sur des dépôts de slikke, présentent un mélange de caractéristiques marines et terrestres, comprenant : (1) une augmentation de la proportion de matière organique d'origine continentale par rapport à la matière organique d'origine marine, identifiée par les faibles valeurs de $\delta^{13}\text{C}$; (2) une présence abondante de restes de végétaux ; (3) la présence de foraminifères, bien qu'en moindre quantité par rapport aux sédiments sous-jacents (c'est à dire systématiquement moins de 100 individus pour 10 g de sédiments), de tests de foraminifères ; et (4) la présence de débris d'autres organismes marins.

- **Marais d'Yves :**

Dans cette unité située entre 47 et 10 cm de profondeur, la diversité des espèces de foraminifères est réduite par rapport aux sédiments de la slikke avec seulement 7 espèces différentes et l'assemblage très largement dominant (puisqu'il représente quasiment systématiquement plus de 90% de l'assemblage total) est celui de la slikke (comprenant *Haynesina germanica*, *Ammonia tepida* et *Elphidium williamsoni*). Certains niveaux comprennent aussi une petite part d'assemblages sub-tidaux et de milieux marins ouverts et sont distribués dans l'unité sans organisation particulière.

Les âges radiocarbone disponibles pour la carotte MY14_02 (1703 à 1829 AD à 53 cm de profondeur et 1234 à 1299 AD à 63,5 cm de profondeur)

permettent de calculer des taux de sédimentation de 0,081 à 0,29 cm.an⁻¹, qui sont plus importants que celui calculé à partir des résultats d'activité du ²¹⁰Pb soit 0,053 ± 0,005 cm.an⁻¹. Il est très probable que le taux de sédimentation ait décru au cours du temps, au fur et à mesure de l'accrétion de sédiments en surface, comme ça a déjà été reporté dans d'autres environnements côtiers similaires : le pourcentage de temps d'inondation par la marée au cours d'un cycle de marée diminue du bas de la slikke au haut du schorre, les apports sédimentaires liés à la marée, sont donc plus importants en bas de l'estran, moins importants en haut de l'estran et presque nuls lorsque le milieu se retrouve isolé de la marée par une barrière littorale fermée (e.g., Alexander et al., 1991 ; Walsh et Nittrouer, 2004). Les âges radiocarbone de cette études ont été mesurés sur du matériel déposé dans le milieu intertidal, où les taux de sédimentation sont susceptibles d'être importants (Gouleau et al., 2000 ; Bertin et al., 2004 ; Allard et al., 2010 ; Poirier et al., 2011), tandis que les mesures de l'activité du ²¹⁰Pb ont été réalisés sur des sédiments déposés en marais doux isolé de l'influence de la marée où les apports sédimentaires en provenance de la mer sont très faibles, voire inexistantes. En outre, le remplissage progressif des environnements sédimentaires côtiers par accrétion est responsable de la diminution de l'espace d'accommodation, réduisant de fait le taux de sédimentation au cours du temps.

Méthodes		MARAIS D'YVES	MARAIS POITEVIN
Profondeur du pic de 1963 d'après ¹³⁷ Cs (cm)		4,75	6
TAUX DE SÉDIMENTATION			
²¹⁰ Pb		0,048-0,058 (1)	0,062-0,116 (4)
¹⁴ C	Date	Profondeur (cm)	
	1703-1829	53	0,170-0,286 (2)
	1234-1299	63,5	0,081-0,088 (3)
	982-1070	183	0,177-0,194 (5)

Tableau 4.4. Contraintes chronologiques et taux de sédimentations (à chaque fois, deux taux sont proposés car les marges d'erreur ont été appliquées aux taux moyens) obtenus par les différentes méthodes (²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs, ¹⁴C). Les chiffres indiqués entre parenthèse représentent des « scenarios » qui seront utilisés dans le tableau 4.5 afin de calculer les profondeurs théoriques des transitions slikke/marais rétrolittoral observées sur les cartes anciennes.

L'époque de transition entre les environnements de slikke et de marais doux, au niveau de la carotte MY14_02, a été estimée entre 1708 et 1886 AD, à partir des cartes anciennes. En utilisant les taux de sédimentation estimés grâce aux datations au ^{14}C ou au ^{210}Pb , il est en théorie possible de déterminer la profondeur de cette période (1708 à 1886 AD) dans la carotte. Comme les taux de sédimentation donnés par ces deux méthodes varient (Tab. 4.4) de $0,053 \pm 0,005 \text{ cm.an}^{-1}$ (^{210}Pb) à $0,29 \text{ cm.an}^{-1}$ (^{14}C), ils ont tous les deux été utilisés à partir du pic de 1963 (identifié sur la courbe de Cs à 4,75 cm de profondeur) pour estimer la profondeur de la transition slikke/marais rétrolittoral (Tab. 4.5). Si on considère le taux de sédimentation le plus bas donné par le ^{210}Pb , la transition slikke-marais rétrolittoral devrait se situer entre 8,4 cm, pour la date à 1886 AD et 17,0 cm de profondeur pour la date à 1708 AD. Cependant, ce taux de sédimentation issu du ^{210}Pb n'est probablement valide que pour les 10 premiers cm de sédiments sous la surface. Comme le taux de sédimentation est supposé augmenter avec la profondeur, il est raisonnable de penser que cette transition slikke-marais doux se situe plus en profondeur dans la séquence. Ainsi, la transition sédimentaire identifiée à 47 cm à partir des résultats des différents proxies apparaît comme le meilleur candidat pour la transition slikke-marais rétrolittoral. Cette hypothèse est renforcée par le taux de sédimentation plus élevé obtenu par la datation au radiocarbone à 53 cm de profondeur. En effet, en utilisant ce taux de sédimentation, on peut estimer que la transition slikke-marais rétrolittoral soit localisée à 26,77 cm pour la date à 1886 AD et 72,93 cm de profondeur pour la date à 1708 AD. Ainsi, nous interprétons les sédiments compris entre 47 et 10 cm de profondeur comme déposés dans un environnement de marais doux isolé de la marée par une barrière littorale. La présence de foraminifères et d'autres débris d'organismes marins dans un environnement de marais doux est donc anormale. Elle peut être expliquée par les inondations exceptionnelles lors

Profondeur des transitions selon les taux de sédimentation (cm)			
	Âge des transitions d'après cartes anciennes	Taux de sédimentation bas (cm.an ⁻¹)	Taux de sédimentation haut (cm.an ⁻¹)
Yves			
²¹⁰ Pb (1)		0,048	0,058
	1886	8,446	9,216
	1708	16,99	19,54
¹⁴ C (2)		0,17	0,286
	1886	17,84	26,77
	1708	48,1	72,93
¹⁴ C (3)		0,081	0,088
	1886	10,987	11,526
	1708	25,405	27,19
Poitevin			
²¹⁰ Pb (4)		0,062	0,116
	1645	25,716	42,888
	1579	29,808	50,544
¹⁴ C (5)		0,177	0,194
	1645	62,286	67,692
	1579	73,968	80,496

Tableau 4.5. Profondeurs des transitions slikke/marais rétrolittoral, observées sur les cartes anciennes dans le marais d'Yves et le marais Poitevin à partir des cartes anciennes, estimées à l'aide de la profondeur du pic de 1963 sur la courbe de ¹³⁷Cs et des différents taux de sédimentation estimé grâce aux différentes méthodes de datation (Tab. 4.4). Les chiffres entre parenthèses représentent les différents scénarios de taux de sédimentation provenant du tableau 4.4. Les taux de sédimentation utilisés sont indiqués en marron. Les profondeurs minimum (bleu) et maximum (vert) de la transition selon les différents scénarios sont indiquées.

des submersions marines. De plus, dans le marais d'Yves, le changement très marqué de la composition de la fraction grossière à 47 cm de profondeur (sable et débris coquillers sous 47 cm, et foraminifères, concrétions et restes de végétation au-dessus de 47 cm), aussi observée par radiographie, est un argument fort pour considérer une transition d'un environnement plutôt marin dominé par l'énergie des vagues et de la marée (Collins et al., 1999) à un environnement plutôt terrestre de marais doux, non influencé par les vagues et la marée, où se développe un sol (Gruet et Sauriau, 1994, Carbonel et al., 1998), mais qui est épisodiquement inondé par des submersions marines.

- **Marais Poitevin :**

Dans la carotte du marais Poitevin, l'assemblage de foraminifères quasi mono-spécifique (dominé par *Haynesina germanica*) ne permet pas d'utiliser les variations d'assemblages dans le sédiment pour distinguer les différents paléo-environnements de dépôt. Cependant, l'aspect des tests de foraminifères est facilement observable et comparable pour des individus d'une même espèce. Dans l'intervalle situé entre 65 et 10 cm de profondeur dans la carotte MP13_1bis, les tests de foraminifères ont un aspect majoritairement opaque, symptomatique d'une abrasion, interprétable comme liée à un transport de haute énergie. Cet aspect contraste avec celui des tests principalement translucides et très peu usés de l'unité sous-jacente.

L'âge radiocarbone de cette carotte (982 à 1070 AD, à 183 cm de profondeur) permet d'estimer un taux de sédimentation de 0,18 à 0,19 cm.an⁻¹, supérieur au taux de 0,089 cm.an⁻¹ calculé à partir des mesures d'activité sur le ²¹⁰Pb en surface (Tab. 4.4). Comme pour le marais d'Yves, cette diminution du taux de sédimentation au cours du temps peut s'expliquer par la diminution du taux d'accommodation lors de la régression.

L'âge de la transition entre l'environnement de slikke et l'environnement de marais doux au niveau de la carotte MP13_1bis a été estimé d'après les cartes anciennes entre 1579 et 1645 AD. En utilisant le taux de sédimentation le plus faible (0,089 ± 0,027 cm.an⁻¹ d'après le ²¹⁰Pb) à partir de la profondeur du pic de 1963 (estimée à 6 cm d'après la courbe d'activité du ¹³⁷Cs), la transition slikke/marais doux théorique devrait se situer entre 25,7 cm pour l'année 1645 AD et 29,8 cm de profondeur pour l'année 1579 AD. Comme dans le cas de la carotte du marais d'Yves, ce taux de sédimentation n'est probablement valable que pour la centaine d'années la plus récente et le taux de sédimentation était probablement plus important dans les périodes plus anciennes en raison de l'évolution régressive des environnements de dépôts et de la diminution du taux d'accommodation. De

fait, la position de la transition slikke-marais doux devrait se trouver plus bas par rapport à celle estimée à partir du taux de sédimentation issu du ^{210}Pb . Si on utilise le taux de sédimentation plus élevé, obtenu à partir de la datation au radiocarbone à 183 cm de profondeur, la transition slikke-marais doux serait située entre 67,7 cm, pour l'année 1645, et 80,5 cm de profondeur, pour l'année 1579. Entre ces deux estimations basées sur des taux de sédimentation moyens, la transition sédimentaire identifiée à 65 cm de profondeur à partir des résultats d'analyse des différents proxies semble être un bon candidat pour représenter la transition slikke-marais doux.

Nous interprétons donc l'intervalle sédimentaire compris entre 65 et 10 cm de profondeur comme déposé dans un environnement de marais doux. Comme dans le cas du marais d'Yves, la présence d'éléments d'origine marine (tests de foraminifères et débris d'autres organismes marins) est expliquée par les événements de submersion épisodiques de ces milieux rétro-littoraux.

- **Schorre (ou marais salé) :**

Il est communément admis que les espèces de foraminifères à tests agglutinés sont de bons indicateurs d'un environnement de schorre (partie haute de l'estran, colonisée par les groupes de plantes halophytes et inondée uniquement lors des grandes marées hautes). Ceci est confirmé par l'échantillonnage de surface effectué dans les schorres actuels du marais Poitevin (Fig. 4.5). Dans une séquence sédimentaire régressive classique, les sédiments déposés dans l'environnement de schorre devraient se trouver entre l'intervalle de slikke et l'intervalle de marais doux. Cependant, aucun test de foraminifère agglutiné n'a été observé dans les carottes utilisées dans cette étude.

Actuellement, il n'y a plus de marais salé au front de la barrière sableuse du marais d'Yves, ce qui laisse à penser que cet environnement de dépôt était aussi peut-être absent lors des derniers siècles. Actuellement, en bordure de la baie de

l'Aiguillon dans le marais Poitevin, on peut retrouver une frange de marais salés, mais celle-ci est discontinue et a pu donc ne pas exister sur le site de la carotte MP13_1bis dans le passé. L'absence de foraminifère à test agglutiné dans les deux carottes laisse donc supposer que l'environnement de marais salé n'a pas été enregistré dans ces deux carottes.

4.5.2. Signature de submersions passées

Les successions sédimentaires interprétées comme représentant les marais doux dans les carottes du marais Poitevin (entre 65 et 0 cm de profondeur) et du marais d'Yves (entre 47 et 0 cm de profondeur) ne présentent pas d'alternances de dépôts de submersions marines épisodiques et de dépôt continentaux de marais doux qui sédimenteraient entre les événements de submersion, à la différence de ce qui a pu être observé dans d'autres sites d'étude (e.g., Liu and Fearn, 1993, 2000 ; Donnelly et al., 2001a, 2001b ; Donnelly and Woodruff, 2007 ; Sabatier et al., 2008 ; Hippensteel et al., 2013). Les seuls niveaux qui peuvent être corrélés avec des événements de submersion marine sont localisés dans les 10 premiers cm de sédiments sous la surface du marais d'Yves. Dans la carotte MY14_02, le profil d'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ suggère la présence de sédiments plus vieux entre 1 et 2 cm de profondeur. L'âge de ce niveau a été estimé à 2010 ± 1 AD (à 2 cm) et peut être corrélé à un niveau contenant quelques tests de foraminifères à 2,25 cm de profondeur. La différence de profondeur peut s'expliquer par les stratégies d'échantillonnage ainsi que par l'éventuelle bioturbation post dépôt de ce niveau de submersion. Bien qu'il y ait des incertitudes, il est raisonnable de proposer que ce niveau ait été déposé lors de l'évènement de submersion associé à la tempête Xynthia en 2010, qui a largement inondé le marais d'Yves (Breilh et al., 2013, 2014). Un cm plus bas, un autre niveau contenant des foraminifères a été observé, peut être potentiellement interprété comme résultant de la submersion marine survenue lors de la tempête Martin en 1999, qui elle aussi a largement inondé le marais d'Yves (Breilh et al., 2014). Étant donné le taux de sédimentation moyen de $0,053 \text{ cm.an}^{-1}$ donné par le ^{210}Pb dans la carotte MY14_02, la couche sédimentaire déposée lors de la tempête Martin devrait se trouver environ 0,5 cm en dessous de celle enregistrant l'évènement Xynthia.

C'est-à-dire à 2,75 cm de profondeur. Or le deuxième niveau contenant des foraminifères a été observé à 3,25 cm de profondeur. Les incertitudes liées aux stratégies d'échantillonnage, à la bioturbation, et au caractère non continu de la sédimentation dans ces milieux (e.g., Baumann et al., 1985 ; Rejmánek et al., 1988 ; Lagomasino et al., 2013) peuvent expliquer de ces divergences . Dans la carotte du marais Poitevin, des niveaux isolés contenant des foraminifères ont aussi été observés à 1,5, 4,5, 5,75 et 7,75 cm de profondeur. Contrairement au niveau situé entre 1 et 2 cm de profondeur, identifiés dans la carotte du marais d'Yves, les niveaux de la carotte MP13_1bis ne sont pas corrélés avec des niveaux d'activité anormalement faible du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$. Ils ne peuvent donc pas être corrélés avec certitude aux évènements de submersion récents qui ont largement inondé le marais Poitevin en 2010, 1999, 1957, 1941, 1940 et 1924 (Breilh et al., 2014).

4.5.3. Limites à l'identification des niveaux de paléo-submersion

Entre 65 et 10 cm et entre 47 et 10 cm de profondeur respectivement dans les carottes MP13_1bis et MY14_02, l'absence de lits sédimentaires bien individualisés, déposés par des submersions marines et intercalés entre des sédiments continentaux peut probablement s'expliquer par la configuration particulière des deux sites d'étude. Les deux sites sont isolés de l'influence de la marée et des vagues par une barrière littorale (Yves) ou une digue (Marais Poitevin), et donc des apports sédimentaires marins, sauf submersion exceptionnelle liée aux surcotes de tempêtes. Les deux sites sont également isolés de leurs bassins versants respectifs par d'anciennes digues ou cordons dunaires, et donc des apports sédimentaires provenant des cours d'eau. Ainsi, sur les deux sites, la majeure partie des sédiments provient du milieu marin et est apportée par les submersions marines. Entre les épisodes de submersion, la sédimentation continentale est très réduite en dehors de la petite contribution attribuée à la production et à la dégradation de la matière organique autochtone, comme le révèlent les valeurs plus négatives de $\delta^{13}\text{C}$ mesurées dans ces unités sédimentaires de marais doux.

De plus, la bioturbation (dont les effets ont été observé sur les radiographies) a pu homogénéiser le sédiment, et a probablement fait disparaître les éventuelles alternances

entre niveaux sédimentaires (1) mis en place par les submersions marines épisodiques et (2) résultant de la sédimentation continentale (Hippensteel et Martin, 1999 ; Bentley et al., 2006). Ainsi, la bioturbation peut être responsable de la distribution relativement homogène des tests de foraminifères dans les dépôts de marais doux de ces deux carottes.

Si l'on considère que la majeure partie de la sédimentation dans ces marais doux résulte de submersions marines épisodiques, le contenu sédimentaire et biologique de ces sédiments devrait être très similaire à celui de leur source, c'est-à-dire des sédiments de la slikke. Dans le cas présent, les unités sédimentaires de slikke, à la base, et de marais doux, au sommet des deux carottes sont très semblables, comme le montre :

- Les compositions élémentaires (données par les analyses au XRF), qui ne montrent pas de variations significatives, à part pour les éléments reflétant le contenu biologique ou détritique grossier ; dans les deux marais.
- L'absence de variations granulométriques verticales et de contenu biologique dans le cas du marais Poitevin.

Dans le cas du marais Poitevin, seuls l'aspect des tests de foraminifères et la composition isotopique du carbone ont permis de faire la distinction entre les unités de slikke et de marais doux.

Une telle difficulté à distinguer les paléo-environnements de dépôt dans les deux carottes et donc à identifier la signature sédimentaire des submersions marines vient appuyer les avertissements d'Otvos (1999) et de Scott et al. (2003) quant à la nécessité de la reconstruction paléo-environnementale préalable à la recherche des éventuels niveaux résultant de paléo-submersion.

4.5.4. Le rôle de l'exposition aux vagues dans la variabilité de la signature sédimentaire des submersions marines

Malgré les limitations de cette étude sur le plan de l'identification de niveaux sédimentaires individuels résultants d'anciennes submersions marines, il a néanmoins été permis de comparer la signature sédimentaire globale des submersions entre deux marais côtiers de configuration morphologique différente et de mettre en lumière leur variabilité.

Dans le marais barré par un cordon dunaire sableux et exposé aux vagues du large, l'enregistrement sédimentaire des submersions marines se caractérise par la présence d'assemblages multi-spécifiques de foraminifères ; tandis que pour le marais protégé par une digue, situé en fond de baie et abrité des vagues du large, le contenu en foraminifères est quasiment monospécifique. Une telle différence peut s'expliquer par la différence d'exposition de chaque site aux vagues. En effet, lors d'une tempête, la profondeur de remobilisation du sédiment et de la faune qu'il contient ou qui vit à sa surface dépend des paramètres des vagues. Or pour des conditions similaires de vagues incidentes au large, les vagues à la côte peuvent être considérablement atténuées en fonction de la géomorphologie. Quelques études ont déjà exploré l'idée que le contenu sédimentologique et biologique de dépôts de submersion résultant de tempête ou de tsunamis est influencé par la profondeur de remobilisation par les vagues pendant l'évènement. Tanaka et al. (2012) ont utilisé la microfaune et la microflore pour déterminer la profondeur d'eau d'origine des sédiments transportés puis déposés à terre par le tsunami de Tohoku-Oki et pour déterminer la hauteur de la vague et la profondeur de remobilisation associée. Pham et al. (2017) ont observé que le dépôt de submersion d'une tempête de 2007 sur l'île de Phra Tong (Thaïlande) avaient leur source plutôt à terre tandis que les dépôts associés à des tsunamis, échantillonnés au même endroit, provenaient d'environnements plus diverses, incluant des environnements marins comme terrestres. Kosciuch et al. (2017) ont, par l'observation des assemblages et de l'aspect des tests de foraminifères, déterminé des sources de sédiments de profondeur variable impliquées dans un dépôt de submersion dans différentes localités impactées par le même évènement.

Dans le cas d'un environnement abrité des vagues du large (comme la baie de l'Aiguillon, dans le marais Poitevin), le fetch court n'engendre que des vagues courtes forcées par les vents locaux, ce qui limitent la profondeur de remobilisation à la partie supérieure de l'estran. Ainsi, la plupart des éléments biologiques érodés et transportés proviennent de milieux de faible profondeur d'eau. C'est pourquoi, les foraminifères observés dans les dépôts de submersion du marais Poitevin appartiennent à l'espèce *Haynesina germanica*, qui vit dans la partie supérieure de la slikke (Armynot du Châtelet et al., 2005, 2009). Au contraire, dans le marais d'Yves, qui est exposé aux vagues du large,

pour des conditions de tempête égales, la profondeur de remobilisation est plus importante que dans la baie de l'Aiguillon et les dépôts de submersion contiennent des foraminifères provenant de milieux plus profonds (comme *Cibicides lobatulus* ou *Elphidium macellum* par exemple ; Murray 1979). L'absence de sable provenant du cordon dunaire dans les dépôts de submersion du marais d'Yves peut être attribuée au fait que le point carotté se trouve en position très distale (à environ 600 m du trait de côte actuellement), au-delà de la limite de dépôt du sable par les submersions marines sur la période de temps observée.

La différence d'enregistrement sédimentaire des submersions marines entre les deux types de marais peut aussi s'expliquer par les différences de bathymétrie de l'avant côte et de l'estran entre les deux sites. Dans le cas d'un estran très peu penté et donc très large, comme dans la baie de l'Aiguillon, les distances entre les habitats des différents assemblages d'espèces de foraminifères (définis par la profondeur d'eau) sont plus grande. Dans ce cas, le mélange des espèces entre les habitats nécessite de plus longues distances de transport et est de fait moins probable que dans les zones où les estrans sont plus étroits à cause d'une pente plus importante, comme la baie d'Yves par exemple.

4.5.5. Perspectives d'approfondissement

La variabilité de la signature sédimentaire des submersions marines est liée aux différences d'exposition aux vagues des deux sites. La signature dans le cas du marais d'Yves se caractérise, en partie par la présence d'assemblages de foraminifères typiques d'environnements allant du milieu marin ouvert au haut de vasière intertidale. Cette diversité reflète la diversité de source des sédiments, qui indique une grande profondeur d'action des vagues en conditions de tempête par des vagues longues. Au contraire, la très faible diversité d'assemblages de foraminifères dans le marais Poitevin, indique des sources de sédiments, apportés par submersion, limitées au haut de la vasière intertidale, ce qui indique une faible diversité des sources et une faible profondeur d'action des vagues courtes. Tracer les sources permet de recueillir des informations sur le climat de vagues pendant la submersion enregistrée. Ce type d'indicateur a déjà été utilisée dans le cadre des dépôts de tsunamis ou des dépôts mixtes tsunamis tempêtes (e.g., Pilarczyk et al., 2014,

2016). On peut émettre l'hypothèse que lors des périodes de plus forte intensité des tempêtes, les vagues soient plus énergétiques et remobilisent des sédiments à plus grande profondeur d'eau et que cela conduise à une plus grande diversité d'espèces (indiquant un plus grand nombre de sources) dans les dépôts de submersion. En suivant ce principe qui relie la longueur d'onde des vagues avec la profondeur de remobilisation, on peut supposer qu'à l'échelle d'un évènement de submersion, on pourrait déterminer la profondeur d'action des vagues à partir des sources des sédiments déposés par submersion, estimées d'après la composition du sédiment (faunique, minéralogique...). Si ce principe pouvait être validé, on pourrait distinguer des submersions générées par les différents types de tempête identifiés par Breilh et al. (2014), selon les contributions respectives des vagues, de la marée, du baromètre inverse et du vent.

Dans le cadre de cette étude, seule une carotte a été analysée dans chaque marais. Une perspective serait d'évaluer la variabilité de la signature sédimentaire sur plusieurs carottes au sein d'un même site, le long d'un profil *cross shore*, depuis de la barrière jusqu'à la limite d'inondation.

4.6. Conclusions

Le remplissage sédimentaire de deux marais de configuration morphologique contrastée sur la côte Sud-Ouest de la France, l'un est protégé par une barrière sableuse qui est exposé aux vagues du large, l'autre est protégé par une digue et situé au fond d'une baie abrité des vagues du large, ont été explorés par analyses multiproxies.

Les sédiments des deux marais correspondent à des paraséquences régressives incluant de la base vers le sommet des dépôts intertidaux jusqu'à des dépôts de domaine retro-littoral isolés de la mer. L'interprétation des paléo-environnements successifs est principalement supportée par le contenu en faune, la signature isotopique de la matière organique, et par un modèle d'âge composite, construit à partir de méthodes de datation absolues (^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{14}C) et de l'analyse de cartes anciennes donnant accès à l'évolution de la position du trait de côte à l'échelle de plusieurs centaines d'années.

Le remplissage sédimentaire en arrière des barrières littorales, dans les marais doux présente un mélange de caractéristiques marines et continentales, incluant un $\delta^{13}\text{C}$ plutôt bas, des restes de végétation omniprésents, et une faible abondance de tests de foraminifères et de débris d'autres organismes marins. Ce mélange de caractéristiques est interprété comme le résultat de la sédimentation lors d'évènements de submersions marines mélangé à la sédimentation terrestre principalement issue de la dégradation de la végétation terrestre.

Les proxies fauniques et isotopiques peuvent, dans le cas de tels marais côtiers, être utilisés pour mettre en évidence des submersions marines dans des environnements où les anomalies granulométriques associées à l'overwash d'une barrière sableuse sont absentes. L'absence d'intercalations claires de dépôts de submersions marines entre des dépôts continentaux est attribuée à une sédimentation continentale extrêmement faible, car les marais étudiés sont isolés des bassins versants; et aux processus de bioturbation qui pourraient avoir mélangé les couches après le dépôt de celles-ci. Cette absence d'alternances, en plus de la difficulté à établir un modèle d'âge robuste, empêche l'identification de niveaux sédimentaires individuels associés à des submersions marines connues par les archives historiques.

Néanmoins, malgré les limitations mentionnées ci-dessus, cette étude a permis de comparer la signature sédimentaire des submersions marines dans deux sites contrastés et de mettre en évidence une variabilité dans cette signature. Dans le marais localisé dans une zone abritée des vagues du large, les foraminifères déposés lors d'une submersion marine sont monospécifiques et proviennent uniquement de la portion haute de la vasière, car dans cet environnement abrité, l'érosion et la distance de transport par les vagues sont limités. Au contraire, dans le marais exposé aux vagues du large, les foraminifères déposés proviennent d'environnements plus variés, incluant des environnements de plus grandes profondeurs d'eau, et montrent donc une plus grande diversité, car en conditions de tempête, les vagues plus énergétiques peuvent éroder et transporter des sédiments à la fois de la zone intertidale et de la zone subtidale. Cette étude a donc permis de mettre en évidence une variabilité de la signature sédimentaire des submersions marines dans les marais doux côtiers qui est contrôlée par le degré d'exposition aux vagues.

Conclusion générale

L'objectif général de cette thèse était d'améliorer la connaissance à propos de l'enregistrement sédimentaire des submersions marines récentes et passées déclenchées par des tempêtes.

La première partie de ces travaux reposant sur l'analyse bibliographique a montré que:

- Les processus météorologiques et océanographiques menant à la génération des niveaux d'eau extrêmes sont très variés et leurs contributions respectives dans ces niveaux varient fortement.
- Les archives sédimentaires peuvent permettre de compléter les archives historiques, qui sont limitées dans le temps, pour caractériser l'aléa de submersion marine. Cependant deux nous avons identifié deux verrous importants qui limitent la contribution de la sédimentologie dans l'étude des submersions marines passées liées à des tempêtes:
 - La distinction des différents processus météorologiques et océaniques contribuant aux niveaux d'eau extrêmes en mer, à partir de l'analyse des dépôts sédimentaires.
 - L'identification des enregistrements sédimentaires des paléosubmersions dans les séquences rétrolittorales par des anomalies granulométriques est performante mais limitée aux sites protégés par une barrière sableuse.

Face à ces limitations, deux pistes ont été explorées :

(1) Combiner les analyses hydrodynamiques et sédimentologiques associées à des événements de submersions récents dans le but de décomposer les contributions des différents processus hydrodynamiques aux niveaux d'eau extrêmes et de les relier aux caractéristiques des dépôts sédimentaires.

(2) Utiliser des analyses multi proxies afin de détecter des enregistrements sédimentaires des submersions marines, « cachés », c'est à dire ne présentant pas d'anomalie granulométrique, sur des sites côtiers non protégés par une barrière sableuse.

La région littorale du sud de la Vendée et de la Charente Maritime en France a été choisie pour explorer ces pistes de recherche. En effet, cette portion du littoral français, caractérisée par de larges plaines côtières de très basses altitudes et récemment et fréquemment inondées par des submersions marines ; nous a offert la possibilité de :

- (1) Étudier un dépôt de washover mis en place pendant l'hiver 2013-2014 dans des conditions hydrodynamiques connues, et de faire le lien entre les caractéristiques sédimentologiques du dépôt et les différents processus hydrodynamiques contrôlant les niveaux d'eau extrêmes. Ces résultats nous ont permis de proposer un modèle de faciès de washover original mis en place par l'overwash d'une barrière sableuse sous les influences combinées des ondes infragravitaires et de la marée.
- (2) Comparer la signature sédimentaire de submersions marines récentes et passées dans des marais littoraux protégés ou non par une barrière sableuse.

(1) L'étude du washover a été réalisée sur la pointe Sud de l'île d'Oléron (pointe de Gatseau) et a permis de mettre en évidence le rôle des ondes infragravitaires et de la marée dans les processus d'overwash et de dépôt de washover. Les principaux résultats qui ressortent de cette étude sont :

- En condition de tempête, sur une plage dissipative macrotidale, l'overwash de la barrière est principalement conduit par la combinaison de marées hautes exceptionnelles avec le développement d'ondes infragravitaires de grande amplitude ;
- Un écoulement d'overwash, produit par une onde infragravitaire, est enregistré dans les sédiments de washover par le dépôt d'une lamine à granoclassement normal ;
- Un événement d'overwash (caractérisé par 35 à 40 écoulements d'overwash pendant une marée haute) est généralement enregistré dans les sédiments de washover par le dépôt d'une séquence de lamines strato décroissantes ;

- L'enregistrement le plus complet de l'ensemble des overwashes ayant eu lieu pendant l'hiver 2013-2014 peut être observé en position proximale dans le dépôt de washover.

Cette étude montre l'importance des ondes infra gravitaires dans la génération des niveaux d'eau extrêmes et dans la mise en place des washovers. Il s'agit d'une véritable plus-value car ces phénomènes étaient peu ou pas considérées par la communauté des sédimentologues qui, comme le montre la littérature, considéraient principalement les marées exceptionnelles, les surcotes de tempête et les tsunamis comme causes à la mise en place des washovers. Ce rôle des ondes infragravitaires dans la mise en place de niveaux d'eau extrêmes et des washovers est particulièrement important sur les côtes dissipatives.

(2) L'analyse multi-proxies de carottes sédimentaires prélevées dans deux marais rétrolittoraux morphologiquement contrastés, car exposé aux vagues et protégé par une barrière sableuse (marais d'Yves) dans un cas et abrité des vagues (marais poitevin) et protégé par une digue dans l'autre, a permis de montrer que :

- En l'absence d'apports sédimentaires notables en provenance du continent, les marais rétrolittoraux sont principalement comblés par les dépôts apportés depuis l'estran par les submersions marines ;
- Dans le cas du marais poitevin, seuls l'isotopie du carbone et l'aspect des tests de foraminifères permettent de distinguer les dépôts sous-jacents de vase intertidale des dépôts rétrolittoraux dans la séquence régressive du comblement du marais. Dans le cas du marais d'Yves la granulométrie, l'isotopie du carbone ainsi que les variations dans les assemblages de foraminifères nous ont permis de distinguer ces deux environnements de dépôt dans la séquence régressive du comblement du marais ;
- La sédimentation extrêmement réduite entre deux événements de submersion marine ne permet pas de distinguer des niveaux de submersion ponctuels et donc de faire des estimations des temps de retour de ces événements ;
- Malgré cette limitation, cette étude a permis d'identifier une signature d'événements de submersions marines dans des milieux rétrolittoraux, en l'absence d'anomalies

granulométriques, et plus particulièrement sur un site non protégé par une barrière sableuse ;

- La comparaison entre les deux marais proches et soumis aux mêmes submersions marines a permis d'identifier une variabilité dans leurs enregistrements sédimentaires. Dans le marais d'Yves les assemblages de foraminifères sont multispécifiques et contiennent des espèces mixtes, intertidales, subtidales et de milieu marin ouvert ; tandis que dans le marais poitevin, les dépôts de submersion ne contiennent que les espèces vivant dans la partie supérieure de la vasière intertidale. Cette différence de signature est en grande partie expliquée par la plus grande exposition aux vagues dans le cas du marais d'Yves par rapport au marais Poitevin. En effet, en condition de tempête, les vagues plus longues au large du marais d'Yves permettent de remobiliser des sédiments et les foraminifères à plus grande profondeur d'eau et de les transporter jusqu'à la zone rétro littorale lors de la submersion.

Cette étude souligne bien la difficulté de retrouver les marqueurs de submersions marines passées dans les sédiments rétrolittoraux, déposés dans des marais non limités par une barrière sableuse. Elle montre aussi qu'en l'absence de source sédimentaire continentale, il est peut être très difficile de distinguer les différents évènements de submersion et donc de travailler sur leurs temps de retour.

Un point commun mis en évidence par ces deux travaux de recherche est le rôle primordial de l'exposition aux différents types de vagues et le phasage de ces évènements avec la marée ; et de la morphologie et la géologie de la côte et de l'avant côte qui contrôlent à la fois les niveaux d'eau extrêmes et l'enregistrement sédimentaire des submersions marines dans la zone rétrolittorale.

Références bibliographiques

AGISOFT, 2016. Agisoft Photoscan User Manual, Profesional Edition V. 1.2.

Alcalá, F.J., Custodio, E., 2004. Use of the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in some coastal aquifers of Spain. In Araguás, L., Custodio, E. et Lanzane, M. (Eds), *Groundwater and Saltwater intrusion: Selected papers from the 18th saltwater intrusion meeting*, Publicaciones des Instituto Geológico y Minero de España, 481-498.

Alexander, C.R., Nittrouer, C.A., Demaster, D.J., Park, Y.-A., Park, S.-C., 1991. Macrotidal mudflats of the southwestern Korean coast: A model for interpretation of intertidal deposits. *Journal of Sedimentary Petrology* 61, 805-824.

Allard, J., Bertin, X., Chaumillon, E., Pouget, F., 2008. Sand spit rhythmic development: A potential record of wave climate variations? Arçay Spit, western coast of France. *Marine Geology* 253, 107-131.

Allard, J., Chaumillon, É., Bertin, X., Poirier, C., Ganthy, F., 2010. Sedimentary record of environmental changes and human interferences in a macrotidal bay for the last millenaries: the Marennes-Oléron Bay (SW France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, 151-169.

Allen, J.R.L., 1997. The geoarchaeology of land-claim in coastal wetlands: a sketch from Britain and the north-west European Atlantic—North Sea coasts. *Archaeological Journal* 154, 1-54.

Andomat F., Gischler, E., 2016. Assessing the suitability of Holocene environments along the central Belize coast, Central America, for the reconstruction of hurricane records. *International Journal of Earth Sciences* 106, 283-309.

Andrade, C., 1990. O ambiente de barreira da Ria Formosa, Algarve-Portugal. Thèse de doctorat, Université de Lisbonne, Portugal, 627 p. (en Portuguais).

Andrade, C., Freitas, M.C., Moreno, J., Craveiro, S.C., 2004. Stratigraphical evidence of late Holocene barrier breaching and extreme storms in lagoonal sediments of Ria Formosa, Algarve, Portugal. *Marine Geology* 210, 339-362.

Andrews, P.B., 1970. Facies and genesis of a hurricane washover fan, St. Joseph Island, Central Texas Coast. *Rapports d'investigation n°67*, Bureau of Economic Geology, Université du Texas, Austin, TX.

Anziani, A., 2010. Conséquences de la tempête Xynthia, rapport d'information n°554, Sénat, Session ordinaire de 2009-2010, 100 p.

Arens, S.M., 1996. Patterns of sand transport on vegetated foredunes. *Geomorphology* 17, 339-350.

- Armon, J.W., McCann, S.B., 1979. Morphology and landward sediment transfer in a transgressive barrier island system, southern Gulf of St. Lawrence, Canada. *Marine Geology* 31, 333-344.
- Armynot du Châtelet, E., Debenay, J.-P., Degré, D., Sauriau, P.-G., 2005. Utilisation des foraminifères benthiques comme indicateurs de paléo-niveaux marins ? Étude du cas de l'anse de l'Aiguillon. *Comptes Rendus Palevol* 4, 209-223.
- Armynot du Châtelet, E., Degré, D., Sauriau, P.G., Debenay, J.P., 2009. Distribution of living benthic foraminifera in relation with environmental variables within the Aiguillon cove (Atlantic coast, France): Improving knowledge for paleoecological interpretation. *Bulletin de la Société Géologique de France* 180, 131-144.
- Aucan, J., Arduin, F., 2013. Infragravity waves in the deep ocean : An upward revision. *Geophysical Research Letters* 40, 3435-3439.
- Audé, J.-L., 2006. Chroniques du climat n Poitou-Charente : chronologie des phénomènes météorologiques et naturels du Moyen-Age au XXème siècle. Lonali Editions.
- Autret, R., Dodet, G., Fichaut, B., Suanez, S., David, L., Lecker, F., Arduin, F., Ammann, J., Grandjean, P., Allemand, P., Filipot, J.-F., 2016. A comprehensive hydro-geomorphic study of cliff-top storm deposits on Banneg Island during winter 2013-2014. *Marine Geology* 382, 37-55.
- Avşar, U., Hubert-Ferrari, A., De Batist, M., Schmidt, S., Fagel, N., 2015. Sedimentary records of past earthquakes in Boraboy Lake during the last ca 600 years (North Anatolian Fault, Turkey). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 433, 1-9.
- B**aldock, T.E., Weir, F., Hughes, M.G., 2008. Morphodynamic evolution of a coastal lagoon entrance during swash overwash. *Geomorphology* 95, 398-411.
- Balsley, J.R., Buddington, A.F., 1960. Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. *American Journal of Science* 258, e20.
- Bardet, L., Duluc, C.M., Rebour, V., L'Her, J., 2011. Regional frequency analysis of extreme storm surges along the French coast. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11, 1627-1639.
- Barusseau, J.-P., 1973. Évolution du plateau continental rochelais (Golfe de Gascogne) au cours du pleistocène terminal et de l'holocène : les processus actuels de la sédimentation. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, Bordeaux.
- Barwis, J.H., Hayes, M.O., 1985. Antidunes on modern and ancient washover fans. *Journal of Sedimentary Petrology* 55, 907-916.
- Battjes, J.A., Bakkenes, H.J., Janssen, T.T., van Dongeren, A.R., 2004. Shoaling of subharmonic waves. *Journal of Geophysical Research* 109, C02009.
- Baumann, J., Chaumillon, E., Schneider, J.-L., Jorissen, F., Sauriau, P.-G., Richard, P., Bonnin, J., Schmidt, S., 2017a. Contrasting sediment records of marine submersion events related to

wave exposure, Southwest France. *Sedimentary Geology* 353, 158-170.

- Baumann, J., Chaumillon, É., Bertin, X., Schneider, J.-L., Guillot, B., Schmutz, M., 2017b. Importance of infragravity waves for the generation of washover deposits. *Marine Geology* 391, 20-35.
- Baumann, R.H., Day, J.W., Miller, C.A., 1985. Mississippi deltaic wetland survival: Sedimentation versus coastal submergence. *Science* 224, 1093-1094.
- Bennett, M.R., Cassidy, N.J., Pile, J., 2009. Internal architecture of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK. *Geomorphology* 104, 218-229.
- Bentley, S.J., Keen, T.R., Blain, C.A., Vaughan, W.C., 2002. The origin and preservation of a major hurricane event bed in the northern Gulf of Mexico: Hurricane Camille, 1969. *Marine Geology* 186, 423-446.
- Bentley S.J., Sheremet, A., Jaeger, J.M., 2006. Event sedimentation, bioturbation, and preserved sedimentary fabric: Field and model comparisons in three contrasting marine settings. *Continental Shelf Research* 26, 2108-2124.
- Berner, R.A., 1980. *Early Diagenesis: A Theoretical Approach*. Princeton University Press, Princeton, NJ, 241pp.
- Bertin, X., 2008. *Morphodynamique séculaire, architecture interne et modélisation d'un système baie/embouchure tidale: le Pertuis de Maumusson et la baie de Marennes-Oléron*. Ph.D. Thesis, University of La Rochelle France, 198 p.
- Bertin, X., Chaumillon, E., Weber, N., Tesson, M., 2004. Morphological evolution and time-varying bedrock control of main channel at a mixed energy tidal inlet: Maumusson Inlet, France. *Marine Geology* 204, 187-202.
- Bertin, X., Chaumillon, É., Sottolichio, A., Pedreros, R., 2005. Tidal inlet response to sediment infilling of the associated bay and possible implications of human activities: the Marennes-Oléron Bay and the Maumusson Inlet, France. *Continental Shelf Research* 25, 1115-1131.
- Bertin, X., Deshouilleres, A., Allard, J., Chaumillon, É., 2007. A new fluorescent tracers experiment improves understanding of sediment dynamics along the Arcay Sandspit (France). *Geo-Marine Letters* 27, 63-69.
- Bertin, X., Castelle, B., Chaumillon, É., Butel, R., Quique, R., 2008. Longshore transport estimation and inter-annual variability at a high-energy dissipative beach: St. Trojan beach, SW Oléron Island, France. *Continental Shelf Research* 28, 1316-1332.
- Bertin, X., Bruneau, N., Breilh, J.-F., Fortunato, A.B., Karpytchev, M., 2012a. Importance of wave age and resonance in storm surges: the case Xynthia, Bay of Biscay. *Ocean Modelling* 42, 16-30.
- Bertin, X., Li, K., Roland, A., Breilh, J.-F., Chaumillon, É., 2012b. Contribution des vagues dans la surcote associée à la tempête Xynthia, février 2010. XIIème Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Cherbourg, juin 2012, p. 909-916.

- Bertin, X., Prouteau, E., Letetrel, C., 2013. A significant increase in wave height in the North Atlantic Ocean over the 20th century. *Global and Planetary Change* 106, 77-83.
- Bertin, X., Li, K., Roland, A., 2014a. Analysis of the physical processes controlling the storm surge during Xynthia (February 2010). *La Houille Blanche* 1, 1-7.
- Bertin, X., Li, K., Roland, A. and Bidlot, J.-R., 2015. The contribution of short waves in storm surges: two case studies in the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research* 96, 1-15.
- Bliard, F., 2016. Évolution pluri-décennale des littoraux adjacents au pertuis de Maumusson (Charente Maritime). Rapport de stage Ingénieur, ENSEGID, Bordeaux, 69 p.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237-1248.
- Boldt, K.V., Lane, P., Woodruff, J.D., Donnelly, J.P., 2010. Calibrating a sedimentary record of overwash from Southeastern New England using modeled historic hurricane surges. *Larine Geology* 275, 127-139.
- Boose, E.R., Chamberlin, K.E., Foster, D.R., 2001. Landscape and regional impacts of hurricanes in New England. *Ecological Monographs* 71, 27-48.
- Bouchez, J.-L., 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. Anisotropy of magnetic susceptibility and fabric in granite. *C.R. de l'Académie des Sciences de Paris / Earth and Planetary Sciences* 330, 1-14.
- Boudreau, B.P., 1994. Is burial velocity a master parameter for bioturbation? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 1243-1249.
- Bourgueil, B., Moreau, P., 1972. Note explicative de la carte géologique de Rochefort. Feuille n°658, BRGM, 31 p.
- Bourgueil, B., 2005. Évolution de la transgression flandrienne et du littoral charentais. *Géologie de la France* 1, 75-84.
- Boutton, T.W., 1991. Chapter 11: Stable carbon isotope ratios of natural materials: II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environments. In Coleman, D.C., Fry, B. (Eds), *Carbon Isotope Techniques*, Academic Press, Inc., San Diego, CA, p. 173.
- Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology* 80, 139-150.
- Brandon, C.M., Woodruff, J.D., Lane, D.P., Donnelly, J.P., 2013. Tropical cyclone wind speed constraints from resultant storm surge deposition: a 2500 year reconstruction of hurricane activity from St. Marks, FL. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14, 2993-3008.
- Brandon, C.M., Woodruff, J.D., Donnelly, J.P., Sullivan, R.M., 2014. How unique was hurricane Sandy? Sedimentary reconstructions of extreme flooding from New York harbor. *Nature*

Scientific Reports 4, p. 7366.

Bravo, J., Donnelly, J.P., Dowling, J., and Webb, T, III, 1997. Lithologic and biostratigraphic evidence of the 1938 Hurricane event in New England. *Journal American Meteorological Society*, 22nd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology Supplement, p. 395-396.

Bray, T.F., Carter, C.H., 1992. Physical processes and sedimentary record of a modern, transgressive, lacustrine barrier island. *Marine Geology* 105, 155-168.

Breilh, J.-F., 2014. Les surcotes et les submersions marines dans la partie centrale du Golfe de Gascogne : Les enseignements de la tempête Xynthia. Thèse de doctorat, Université de la Rochelle, 258 pp.

Breilh, J.-F., Chaumillon, É., Bertin, X., Gravelle, M., 2013. Assessment of static flood modeling techniques : applications to contrasting marshes flooded during Xynthia (western France). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 13, 1595-1612.

Breilh, J.-F., Bertin, X., Chaumillon, É., Giloy, N., Sauzeau, T., 2014. How frequent is storm-induced marine flooding in the central part of the Bay of Biscay? *Global and Planetary Change* 122, 161-175.

Brillouin, L., 1925. Les tensions de radiation; leur interprétation en mécanique classique et en relativité. *Journal de Physique et le Radium* 6, 337-353.

Bulteau T., Mugica J., Mallet C., Garnier C., Rosebery D., Maugard F., Nicolae Lerma A., Nahon A., Millescamps, B., 2014. Évaluation de l'impact des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la morphologie de la Côte Aquitaine. Rapport final BRGM/RP-63797-FR, 68 pp.

Buynevich, I.V., Donnelly, J.P., 2006. Geological signature of barrier breaching and overwash, Southern Massachusetts, USA. *Proceedings of the International Coastal Symposium '04*, *Journal of Coastal Research* SI 39, 112-116.

Buynevich, I.V., Fitzgerald, D.M., 2003. High resolution subsurface (GPR) imaging and sedimentology of coastal ponds, Maine, U.S.A.: Implications for Holocene back-barrier evolution. *Journal of Sedimentary Research* 73, 559-571.

Carbonel, P., Dartevelle, H., Evin, J., Gruet, Y., Laporte, L., Marambat, L., Tastet, J.P., Vella, C., Weber, O., 1998. Evolution paléogéographique de l'estuaire de la Charente au cours de l'Holocène. In: Laporte, L. (Ed.), *L'estuaire de la Charente de la Protohistoire au Moyen Âge: La Challonière et Mortantambe (Charente-Maritime)*. Maison des Sciences de l'Homme, Document d'Archéologie Française, Paris, pp. 15-25.

Cariolet, J.-M., 2011. Inondation des côtes basses et risques associés en Bretagne : vers une redéfinition des processus hydrodynamiques liés aux conditions météo-océaniques et des paramètres morpho-sédimentaires. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 361p.

- Carruthers, E.A., Lane, D.P., Evans, R.L., Donnelly, J.P., Ashton, A.D., 2013. Quantifying overwash flux in barrier systems: An example from Martha's Vineyard, Massachusetts, USA. *Marine Geology* 343, 15-28.
- Carter, R.W.G., Orford, J.D., 1981. Overwash processes along a gravel beach in South-East Ireland. *Earth Surface Processes and Landforms* 6, 413-426.
- 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 doubled-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology* 238, 135-148.
- Cayatte, M.-L., 2010. Bilan de l'état des dunes et de la digue SACOM suite à la tempête Xynthia (28 février 2010). Yves, Charente-Maritime : Réserve Naturelle Nationale du Marais d'Yves, LPO, 11p.
- Cayatte, M.-L., Goulevant, C., Pillion, J.-P., Vennel, K., 2009. 3^{ème} plan de gestion 2009-2018 de la réserve naturelle du marais d'Yves. LPO, 278 p.
- Chagué-Goff, C., 2010. Chemical signatures of palaeotsunamis: A forgotten proxy? *Marine Geology* 271, 67-71.
- Chagué-Goff, C., Goff, J., 1999. Geochemical and sedimentological signature of catastrophic saltwater intrusion (tsunami), New Zealand. *Quaternary Australasia* 17, 38-48.
- Chagué-Goff, C., Andrew, A., Szczuciński, W., Goff, J., Nishimura, Y., 2012. Geochemical signatures up to the maximum inundation of the 2011 Tohoku-oki tsunami — Implications for the 869 AD Jogan and other paleotsunamis. *Sedimentary Geology* 282, 65-77.
- Chagué-Goff, C., Goff, J., Wong, H.K.Y., Cisternas, M., 2014. Insights from geochemistry and diatoms to characterize a tsunami's deposit and maximum inundation limit. *Marine Geology* 359, 22-34.
- Chagué-Goff, C., Szczuciński, W., Shinozaki, T., 2017. Applications of geochemistry in tsunami research. *Earth-Science Reviews* 165, 203-244.
- Chamley, H., 1987. *Sédimentologie*, Dunod, collection Geosciences, Paris, 176 p.
- Chaumillon, E. et Bigot, A., 2016. Étude des évolutions morphologiques interannuelles et séculaires de 37 plages de Charente-Maritime. Rapport pour le Conseil Général de Charente-Maritime.
- Chaumillon, É. et Sauzeau, T., 2014. Les littoraux à l'heure du changement climatique. Les Indes savantes Ed., Coll. Rivages des Xantons, 261 pp
- Chaumillon, É., Weber, N., 2006. Spatial variability of modern incised valleys on the French Atlantic coast : Comparison between the Charente (Pertuis d'Antioche) and the Lay-Sèvre (Pertuis Breton) incised-valleys. In : Dalrymple, R. W., Leckie, D. A., Tillman, R. W. (Eds), *Incised*

Valleys in Time and Space, 343 p.

- Chaumillon, É., Proust, J.-N., Menier, D., Weber, N., 2008b. Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France): A synthesis. *Journal of Marine Systems* 72, 383-396.
- Chaumillon, É., Ozenne, F., Bertin, V., Long, Nathalie, Ganthly, F., 2014. Control of wave climate and meander dynamics on spit breaching and inlet migration. *Journal of Coastal Research* S170, 109-114.
- Chaumillon, É., Bertin, X., Fortunato, A.B., Bajo, M., Schneider, J.-L., Dezileau, L., Walsh, J.P., Michelot, A., Chauveau, E., Créach, A., Hénaff, A., Sauzeau, T., Waeles, B., Gervais, B., Jan, G., Baumann, J., Breilh, J.-F., Pedreros, R., 2017. Storm-induced marine floodings: Lessons from a multidisciplinary approach. *Earth-Science Reviews* 165, 151-184.
- Cheung, K.F., Tang, L., Donnelly, J.P., Scileppi, E.M., Liu, K.-B., Mao, X.-Z., Houston, S.H., Murnane, R.J., 2007. Numerical modeling and field evidence of coastal overwash in southern New England from hurricane Bob and implications for paleotempestology. *Journal of Geophysical Research* 112, F03324.
- Clavé, B., 2001. Évolution des paleo-environnements côtiers à l'Holocène : Exemple de l'Aquitaine Septentrionale. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, Bordeaux, 316 p.
- Cochran, U.A., Berryman, K.R., Mildenhall, D.C., Hayward, B.W., Southall, K., Hollis, C.J., 2005. Towards a record of Holocene tsunami and storms for Northern Hawke's Bay, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 48, 507-515.
- Cohn, N., Ruggiero, P., 2016. The influence of seasonal to interannual nearshore profile variability on extreme water levels: Modeling wave *runup* on dissipative beaches. *Coastal Engineering* 115, 79-92.
- Collins, E.S., Scott, D.B., Gayes, P.T., 1999. Hurricane records on the South Carolina coast: Can they be detected in the sediment record? *Quaternary International* 56, 15-26.
- Conner, W.H., Day, J.W., Baumann, R.H., Randall, J.M., 1989. Influence of hurricanes on coastal ecosystems along the Northern Gulf of Mexico. *Wetland Ecology and Management*, 45-56.
- Corbett, D.R., Walsh, J.P., 2015. ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs: establishing a chronology for the last century. In Shennan, I., Long, A.J. and Horton, B.P. (Eds) *Handbook of Sea-Level Research* (1st edition), John Wiley & Sons, Ltd, 361-372.
- Costa, P.J.M., Gelfenbaum, G., Dawson, S., La Selle, S., Milne, F., Cascalho, J., Ponte Lira, C., Andrade, C., Freitas, M.C., Faffe, B., 2017. The application of microtextural and heavy mineral analysis to discriminate between storm and tsunami deposits. In: Chapman, E.M., Tappin, N.A. and Wallis, D.R. (Eds.), *Tsunamis: Geology, Hazards and Risks*. Geological Society, London, Special Publications, 456, 24 p.

- Costas, S., Alejo, I., Rial, F., Lorenzo, H., Nombela, M.A., 2006. Cyclical evolution of a modern transgressive sand barrier in Northwestern Spain elucidated by GPR and aerial photos. *Journal of Sedimentary Research* 76, 16 p.
- Coupey, G., 2014. Enregistrement sédimentaire des submersions marines dans une zone vulnérable : Les marais Charentais. Rapport de stage de Master II, Université de Bordeaux, 33 p.
- Crosby, M.K., Reese, C.A., 2009. Geological evidence of hurricane Rita recovered from Texas Point, TX. *Southeastern Geographer* 49, 41-48.
- Crusius, J., Bothner, M.H., Sommerfield, C.K., 2004. Bioturbation depths, rates and processes in Massachusetts Bay sediment inferred from modeling of ^{210}Pb and $^{239+240}\text{Pu}$ profiles. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 61, 643-655.
- D**as, O., Wang, Y., Donoghue, J., Xy, X., Coor, J., Elsner, J., Xu, Y., 2013. Reconstruction of paleostorms and paleoenvironment using geochemical proxies archived in the sediments of two coastal lakes in northwest Florida. *Quaternary Science Reviews* 68, 142-153.
- Davidson-Arnott, R.G.D., Fisher, J.D., 1992. Spatial and temporal controls on overwash occurrence on a Great Lakes barrier spit. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29, 102-117.
- Davis, R.A., Andronaco, M., Gibeaut, J.C., 1989. Formation and development of a tidal inlet from a washover fan, west-central Florida coast, U.S.A.. *Sedimentary Geology* 65, 87-94
- Davis, R.A., Fitzgerald, D.M., 2004. *Beaches and Coasts*. Blackwell Science Ltd, 419 pp.
- Davis, R.E., Dolan, R., 1993. Nor'easters. *American Scientist* 81, 428-439.
- Davis, S.N., Whittemore, D.O., Fabryka-Martin, J., 1998. Uses of chloride/bromide ratios in studies of potable water. *Ground Water* 36, 338-350.
- Dawson, A.G., Shi, S., 2000. Tsunami deposits. *Pure and Applied Geophysics* 157, 876-897.
- Debenay, J.P., Bénétiau, E., Zhang, J., Stouff, V., Geslin, E., Redois, F., Fernandez-Gonzalez, M., 1998. *Ammonia beccarii* and *Ammonia tepida* (Foraminifera): Morphofunctional arguments for their distinction. *Marine Micropaleontology* 34, 235-244.
- Decker, I., Proust, J., Karnay, G., Bourguin, B., Vairon, J., 2001. Géométries et dynamique de remblayage de l'incision Holocène dans le marais de Rochefort: Modélisation géologique. BRGM/RP-51007-FR, BRGM, Orléans.
- Deery, J.R., Howard, J.D., 1977. Origin and character of washover fans on the Georgia coast, U.S.A. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* 27, 259-271.
- Delaney, C., Devoy, R., 1995. Evidence from sites in Western Ireland of late Holocene changes in coastal environments. *Marine Geology* 124, 273-287.

- De Lange, W.P., Moon, V.G., 2007. Tsunami washover deposits, Tawharanui, New Zealand. *Sedimentary Geology* 200, 232-247.
- Deltares, 2014. Haiyan storm surge modeling, in Assessment of Early Warning Efforts in Leyte for Typhoon Haiyan/Yolanda, from Deutsche Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit.
- de Resseguier, A., 1983. A portable coring device for use in the intertidal environment. *Marine Geology* 52, M19-M23.
- Deroche, M.-S., Choux, M., Codron, F., Yiou, P., 2014. Three variables are better than one: detection of european winter windstorms causing important damages. *Nature Hazards Earth System Sciences* 14, 981-993.
- Dezileau, L., Sabatier, P., Blanchemanche, P., Joly, B., Swingedouw, D., Cassou, C., Castaings, J., Martinez, P., Von Grafenstein, U., 2011. Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 289-297.
- Dezileau, L., Pérez-Ruzafa, A., Blanchemanche, P., Degeai, J.-P., Raji, O., Martinez, P., Marcos, C., Von Grafenstein, U., 2016. Extreme storms during the last 6500 years from lagoonal sedimentary archives in the Mar Menor (SE Spain). *Climate of the Past* 12, 1389-1400.
- Dolan, R., Hayden, B., 1981. Storms and shoreline configuration. *Journal of Sedimentary Petrology* 51, 737-744.
- Donnelly, C., 2008. Coastal overwash: processes and modeling. Thèse de doctorat, Université de Lund, Suède.
- Donnelly, C., Sallenger, A.H., 2007. Characterisation and modelling of washover fans. *Proceedings of Coastal Sediments 07' – 6th International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes, USACE, New Orleans, Louisiana, USA*, pp. 2061-2073.
- Donnelly, J.P., Webb III, T., 2004. Back-barrier sedimentary record of intense hurricane landfalls in the Northeastern United States. In Murnane, R.J. and Liu, K.-B. (Eds) *Hurricanes and Typhoons: Past, Present and Future*, Columbia University Press, New York, p. 58-95.
- Donnelly, J.P., Woodruff, J.D., 2007. Intense hurricane activity over the past 5,000 years controlled by El Niño and the West African monsoon. *Nature* 447, 465-468.
- Donnelly, C., Kraus, N., Larson, M., 2006. State of knowledge on measurement and modeling of coastal overwash. *Journal of Coastal Research* 22, 965-991.
- Donnelly, C., Larson, M., Hanson, H., 2009. A numerical model of coastal overwash. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers, Maritime Engineering* 162, 105-114.
- Donnelly, J.P., Bryant, S.S., Butler, J., Dowling, J., Fan, L., Hausmann, N., Newby, P., Shuman, Bryan, Stern, J., Westover, K., Webb III, T., 2001a. 700 yr sedimentary record of intense hurricane landfalls in southern New England. *GSA Bulletin* 113, 714-727.

- Donnelly, J.P., Roll, S., Wengren, M., Butler, J., Lederer, R., Webb III, T., 2001b. Sedimentary evidence of intense hurricane strikes from New Jersey. *Geology* 29, 615-618.
- Donnelly, J.P., Butler, J., Roll, S., Wengren, M., Webb III, T., 2004. A backbarrier overwash record of intense storms from Brigantine, New Jersey. *Marine Geology* 210, 107-121.
- Donnelly, J.P., Hawkes, A.D., Lane, P., MacDonald, D., Shuman, B.N., Toomey, M.R., van Hengstum, P.J., Woodruff, J.D., 2015. Climate forcing of unprecedented intense-hurricane activity in the last 2000 years. *Earth's Future* 3, 49-65.
- Doodson, A.T., 1924. Meteorological perturbations of sea-level and tides. *Geophysical Journal International* 1, 124-147.
- Downs, R.T., 2006. The RRUFF Project: an integrated study of the chemistry, crystallography, Raman and infrared spectroscopy of minerals. Program and Abstracts of the 19th General Meeting of the International Mineralogical Association in Kobe, Japan, 3-13.
- Duchemin, G., Jorissen, F. J., Redois, F., Debenay, J.-P., 2005. Foraminiferal microhabitats in high marsh: Consequences for reconstructing past sea levels. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 226, 167-185.
- Dupuis, J., 1974. Notice de la carte géologique au 1/50000 de Marans (feuille n°609). Orléans.
- E**kmann, V.W., 1905. On the influence of the Earth's rotation on ocean currents. *Arkiv för Matematik, Astronomi och Fisik* 2, 1-53.
- Emanuel, K.A., Ravela, S., Vivant, E., Risi, C., 2006. A statistical deterministic approach to hurricane risk assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society* 87, 299-314.
- Ercolani, C., Muller, J., Collins, J., Savarese, M., Squicimara, L., 2015. Intense Southwest Florida hurricane landfalls over the past 1000 years. *Quaternary Science Reviews* 126, 17-25.
- Eurosion, 2014. Vivre avec l'érosion côtière en Europe – Sédiments et Espace pour la Durabilité Luxembourg: Office pour les Publications Officielles des Communautés Européennes 2004, 40 pp.
- F**earn, M.L., Liu, K.-B., 1995. Maize pollen of 3500 B.P. from Southern Alabama. *American Antiquity* 60, 109-117.
- Fisher, J.S., Stauble, D.K., 1977. Impact of Hurricane Belle on Assateague Island washover. *Geology* 5, 765-768.
- Fisher, J.S., Simpson, E.J., 1979. Washover and tidal sedimentation rates as environmental factors in development of a transgressive barrier shoreline. In Leatherman, S.P. (Ed), *Barrier Islands – From the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*, Academic Press, 127-148.

- Fisher, J.S., Leatherman, S.P., Perry, F.C., 1974. Overwash Processes on Assateague Island. *Coastal Engineering Proceedings* 14, 1194-1212.
- Fitzgerald, D.M., van Heteren, S., Montello, T.M., 1994. Shoreline processes and damage resulting from the Halloween Eve storm of 1991 along the North and South shores of Massachusetts Bay, USA. *Journal of Coastal Research* 10, 113-132.
- Flather, R.A., 2001. Storm Surges. In Steel, J.H. (Ed), *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press, Oxford, p. 2882-2892.
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar : a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27, 3-26.
- Fontugne, M., Jouanneau, J.M., 1981. La composition isotopique du carbone organique des matières en suspension dans l'estuaire de la Gironde. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 293, 389-392.
- Forbes, D.L., Taylor, R.B., Orford, J.D., Carter, R.W.G., Shaw, J., 1991. Gravel-barrier migration and overstepping. *Marine Geology* 97, 305-313.
- Fritz, H.M., Blount, C., Sokoloski, R., Singleton, J., Fuggle, A., McAdoo, B.G., Moore, A., Grass, C., Tate, B., 2007. Hurricane Katrina storm surge distribution and field observations on the Mississippi Barrier Islands. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 74, 12-20.
- G**arcia, T., Ferreira, O., Matias, A., Dias, J.A., 2010. Overwash vulnerability assessment based on long-term washover evolution. *Natural Hazards* 54, 225-244.
- Garnier, E., Surville, F., 2010a. Climat et révolutions autour du Journal du négociant rochelais Jacob Lambert 1733-1813, *Le Croît vif*. ed. Le Croît vif.
- Garnier, E., Surville, F., 2010b. La tempête Xynthia face à l'histoire: submersions et tsunamis sur les littoraux français du Moyen âge à nos jours: l'exemple du littoral aunisien et de ses prolongements d'entre Loire et Gironde. *Le Croît vif*, Saintes.
- Garrison, T.S., 2009. *Oceanography: An Invitation to Marine Science* (7ème édition), Cengage Learning, Belmont, CA.
- Gathen, K, 1994. Ecological impacts of historic and prehistoric hurricanes on Horn Island, Mississippi. PhD Thesis, Department of Geography and Anthropology, Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana.
- Gerritsen, H., 2005. What happened in 1953? The Big Flood in the Netherlands in retrospect. *Philosophical Transactions of the Royal Society, Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 363, 1271-1291.

- Giloy, N., Breilh, J.-F., Chaumillon, É, Sauzeau, T., Bertin, X., Schneider, J.-L., 2013. Tempêtes et submersions marines entre 1500 et 2000 (le cas des côtes de la Gironde et la Vendée. 14^{ème} congrès de sédimentologie (Association des sédimentologues de France), Paris, poster.
- Godet, L., Pourinet, L., Joyeux, E., Verger, F., 2015. Dynamique spatiale et usage des schorres de l'Anse de la Baie de l'Aiguillon de 1705 à nos jours. Enjeux de conservation d'un patrimoine naturel littoral marin. *Cybergéo: European Journal of Geography* [En ligne], Environnement, Nature, Paysage, document 713.
- Goff, J., McFadgen, B.G., Chagué-Goff, C., 2004. Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology* 204, 235-250.
- Goff, J., Chagué-Goff, C., Nichol, S., Jaffe, B., Dominey-Howes, D., 2012. Progress in paleotsunami research. *Sedimentary Geology* 243-244, 70-88.
- Goff, J., McFadgen, B., Chagué-Goff, C., Goto, K., Nichol, S., 2016. Putting a spin on paleotsunami deposits. *Earth Surface Processes and Landforms* 41, 1293-1296.
- Gohin, F., Bryere, P., Griffiths, J., 2015. The exceptional surface turbidity of the North-West European shelf seas during stormy 2013-2014 winter: consequences for the initiation of the phytoplankton blooms? *Journal of Marine Systems* 148, 70-85.
- Goff, J., Chagué-Goff, C., 1999. A late Holocene record of environmental changes from coastal wetlands: Abel Tasman National Park, New Zealand. *Quaternary International* 56, 39-51.
- Goff, J., McFadgen, B.G., Chagué-Goff, C., 2004. Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology* 204, 235-250.
- Goff, J., Chagué-Goff, C., Nichol, S., Jaffe, B., Dominey-Howes, D., 2012. Progress in paleotsunami research. *Sedimentary Geology* 243-244, 70-88.
- Goff, J., McFadgen, B., Chagué-Goff, C., Goto, K., Nichol, S., 2016. Putting a spin on paleotsunami deposits. *Earth Surface Processes and Landforms* 41, 1293-1296.
- Gönnert, G., Dube, S.K., Murty, T., Siefert, W., 2001. Global storm surges: theory, observations and applications. *Die Küste* 63, 623.
- Goodbred, S.L., Hine, A.C., 1995. Coastal storm deposition: Salt-marsh response to a severe extratropical storm, March 1993, west-central Florida. *Geology* 23, 679-682.
- Goslin, J., Clemmensen, L.B., 2017. Proxy records of Holocene storm events in coastal barrier systems: Storm-waves induced markers. *Quaternary Science Reviews* 174, 80-119.
- Gouleau, D., Jouanneau, J.M., Weber, O., Sauriau, P.G., 2000. Short- and long-term sedimentation on Montportail-Brouage intertidal mudflat, Marennes-Oléron Bay (France). *Continental Shelf Research* 20, 1513-1530.

- Granar, L., 1958. Magnetic measurements on Swedish varved sediments. *Arkiv foer Geofysik* 3, 1-40.
- Griffis, F.H., 2007. Engineering failures exposed to Hurricane Katrina. *Technology in Society* 29, 189-195.
- Gruet, Y., Sauriau, P.G., 1994. Paléoenvironnements Holocènes du Marais poitevin (littoral atlantique, France): Reconstitution d'après les peuplements. *Quaternaire* 5, 85-94.
- Guérin, T. and Bertin, X., 2017. 3D phase-averaged modeling of the hydrodynamics of a dissipative beach under energetic conditions. *Proceedings of the Coastal Dynamics 2017 Conference*, paper n°221, 1680-1689.
- Guetté, A., Godet, L., Robin, M., 2016. Anthropisation d'une zone humide : augmentation continue de l'emprise humaine par le bâti et les routes versus allers/retours temporels de la composition paysagère. *Workshop international « Regards Croisés sur l'Anthropocène. Paysages et Récits »*.
- Guillot, B., Pouget, F., 2015. UAV application in coastal environment, example of the Oleron Island for dunes and dikes survey. *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol. XL-3/W3, 321-326.
- Guza, R.T., Thornton, E.B., 1982. Swash oscillations on a natural beach. *Journal of Geophysical Research* 87, 483-491.
- Guza, R.T., Thornton, E.B., Holman, R., 1984. Swash on steep and shallow beaches. In: *Proceedings of the 19th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, pp. 708-723.
- H**awkes, A.D., Horton, B.P., 2012. Sedimentary record of storm deposits from Hurricane Ike, Gavelston and San Luis Islands, Texas. *Geomorphology* 171-172, 180-189.
- Hennessy, J.T., Zarillo, G.A., 1987. The interrelation and distinction between flood-tidal delta and washover deposits in a transgressive barrier island. *Marine Geology* 78, 35-56.
- Héquette A., 2001. Courants et transports sédimentaires dans la zone littorale : le rôle des courants orbitaux et de downwelling / Currents and sediment transport in the coastal zone: the role of orbital and downwelling currents. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement* 7, 5-16.
- Herbers, T.H.C., Elgar, S., Guza, R.T., 1995. Generation and propagation of infragravity waves. *Journal of Geophysical Research* 100, 24863-24872.
- Hippensteel, S.P., 2005. Limiting the limits of bioturbation, or at least focusing on the positive. *Palaios* 20, 319-320.
- Hippensteel, S.P., 2010. Paleotempestology and the pursuit of the perfect paleostorm proxy. *GSA Today* 20, 52-53.

- Hippensteel, S.P., 2011. Spatio-lateral continuity of hurricane deposits in back-barrier marshes. *GSA Bulletin* 123, 2277-2294.
- Hippensteel, S.P., Martin, R.E., 1999. Foraminifera as an indicator of overwash deposits, Barrier Island sediment supply, and Barrier Island evolution: Folly Island, South Carolina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 149, 115-125.
- Hippensteel, S.P., Martin, R.E., 2000. Foraminifera of storm-generated washover fans: implications for determining storm frequency in relation to sediment supply and barrier island evolution, Folly Island, South Carolina. In Martin, R.E. (Ed), *Environmental Micropaleontology*, Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, p. 351-369.
- Hippensteel, S.P., Eastin, M.D., Garcia, W.J., 2013. The geological legacy of Hurricane Irene: Implications for the fidelity of the paleo-storm record. *GSA Today* 23 (4-5), 4-10.
- Holland, K.T., Holman, R.A., Sallenger, A.H., 1991. Estimation of overwash bore velocities using video techniques. *Proceedings of the International Conference on Coastal Sediments '91*, USACE, Seattle, Washington, USA, 489-497.
- Holman, R.A., Sallenger, A.H., 1985. Setup and swash on a natural beach. *Journal of Geophysical Research* 90, 945-953.
- Horton, B.P., Rossi, V., Hawkes, A.D., 2009. The sedimentary record of the 2005 hurricane season from the Mississippi and Alabama coastlines. *Quaternary international* 195, 15-30.
- Horwitz, M.H., 2008. Sedimentological characteristics and 3-D internal architecture of washover deposits from Hurricanes Frances, Ivan and Jeanne. *Thèse de Master*, University of South Florida, 116 p.
- Hosier, P.E., Cleary, W.J., 1977. Cyclic geomorphic patterns of washover on a barrier island in Southeastern North Carolina. *Environmental Geology* 2, 23-31.
- Houser, C., 2012. Feedback between ridge and swale bathymetry and barrier island storm response and transgression. *Geomorphology* 173-174, 1-16.
- Howard, J.D., 1975. The sedimentological significance of trace fossils. In: Frey, R.W. (Ed.), *The Study of Trace Fossils*. Springer, Berlin, pp. 131-146.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* 5, 37-82.
- Hudock, J.W., Flaig, P.P., Wood, L.J., 2014. Washover fans: A modern geomorphologic analysis and proposed classification scheme to improve reservoir models. *Journal of Sedimentary Research* 84, 854-865.
- IPCC, 2014: *Climate Change 2014: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core

Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)). IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

Janssen, T.T., Battjes, J.A., van Dongeren, A.R., 2003. Long waves induced by short-wave groups over a sloping bottom. *Journal of Geophysical Research* 108, 3252.

Jelesnianski, C.P., Chen, J., Shaffer, W.A., 1992. SLOSH: sea, lake, and overland surges from hurricanes. NOAA Technical Report NWS 48, April 1992. Silver Spring, Maryland.

Jelgersma, S., Stive, M.J.F., van der Valk, L., 1995. Holocene storm signatures in the coastal dunes of the western Netherlands. *Marine Geology* 125, 95-110.

Jelínek, V., 1978. Statistical processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica* 22, 50-62.

Jelínek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63-67.

Johnson, D.W., 1919. *Shore Processes and Shoreline Development*. John Wiley and Sons, Inc, New York, 584 p.

Jolivet, P., Lamarre, V., 2008. Litto3D[®] – v 1.0 Spécifications techniques V 1.4.

Karim, M., Mimura, N., 2008. Impacts of climate change and sea-level rise on cyclone storm surge floods in Bangladesh. *Global Environmental Change* 18, 490-500.

Keen, T.R., Bentley, S.J., Vaughan, W.C., Blain, C.A., 2004. The generation and preservation of multiple hurricane beds in the northern Gulf of Mexico. *Marine Geology* 210, 79-105.

Kennedy, A.B., Gravois, U., Zachry, B.C., Westerink, J.J., Hope, M.E., Dietrich, J.C., Powell, M.D., Cox, A.T., Luettich Jr., R.A., Dean, R.G., 2011. Origin of the Hurricane Ike forerunner surge. *Geophysical Research Letter* 28, L08608.

Kergadallan, X., Sanquer, R., Le Berre, A., Amis, G., 2011. Fiches synthétiques de mesure des états de mer – Détails des traitements. *Rapports Service Direction de l'ingénierie, Centre d'Études Techniques Maritimes et Fluviales*, 21 pp.

Khan, J.H., Roberts, H.H., 1982. Variations in storm response along a microtidal transgressive barrier-island arc. *Sedimentary Geology* 33, 129-146.

Kiage, L.M., Deocampo, D., McCloskey, T.A., Bianchette, T.A., Hursey, M., 2011. A 1900-year paleohurricane record from Wassaw Island, Georgia, USA. *Journal of Quaternary Research* 26, 714-722.

Kochel, R.C., Wampfler, L.A., 1989. Relative role of overwash and aeolian processes on washover fans, Assateague Island, Virginia, Maryland. *Journal of Coastal Research* 5, 453-475.

Kortekaas, S., Dawson, A.G., 2007. Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from

Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology* 200, 208-221.

Kosciuh, T.J., Pilarczyk, J.E., Hong, I., Fritz, H.M., Horton, B.P., Rarai, A., Harrison, M.J., Jockley, F.R., 2017. Foraminifera reveal a shallow nearshore origin for overwash sediments deposited by Tropical Cyclone Pam in Vanuatu (South Pacific). *Marine Geology*, in press.

Kotler, E., Martin, R.E., Liddell, W.D., 1992. Experimental analysis of abrasion and dissolution resistance of modern reef-dwelling foraminifera: implications for the preservation of biogenic carbonate. *Palaios* 7, 244-276.

Kron, W., 2008. Coasts—The riskiest places on Earth. *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering (ICCE)*, pp. 3–21.

Lagomasino, D., Corbett, D.R., Walsh, J.P., 2013. Influence of wind-driven inundation on coastal geomorphology and sedimentation on two microtidal marshes, Pamlico River Estuary, NC. *Estuaries and Coasts* 36, 1165-1180.

Lambeck, K., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129, 1-22.

Lambert, W.J., Aharon, P., Rodriguez, A.B., 2008. Catastrophic hurricane history revealed by organic geochemical proxies in coastal lake sediments: a case study of Lake Shelby, Alabama (USA). *Journal of Paleolimnology* 39, 117-131.

Lane, P., Donnelly, J.P., Woodruff, J.D., Hawkes, A.D., 2011. *Marine Geology* 287, 14-30.

Leatherman, S.P., 1977. Overwash hydraulics and sediment transport. *Proceedings of Coastal Sediments '77*, ASCE, Charleston, North Carolina, USA, 135-148.

Leatherman, S.P., 1979a. Barrier dune systems: A reassessment. *Sedimentary Geology* 24, 1-16.

Leatherman, S.P., 1979b. Migration of Assateague Island, Maryland, by inlet and overwash processes. *Geology* 7, 104-107.

Leatherman, S.P., Williams, A.T., 1977. Lateral textural grading in overwash sediments. *Earth Surface Processes* 2, 333-341.

Leatherman, S.P., Williams, A.T., 1983. Vertical sedimentation units in a barrier island washover fan. *Earth Surface Processes and Landforms* 8, 141-150.

Leatherman, S.P., Zaremba, R.E., 1987. Overwash and aeolian processes on a U.S. Northeast coast barrier. *Sedimentary Geology* 52, 183-206.

Leatherman, S.P., Williams, A.T., Fisher, J.S., 1977. Overwash sedimentation associated with large-scale northeaster. *Marine Geology* 24, 109-121.

Lebreton, B., Richard, P., Galois, R., Radenac, G., Pfléger, C., Guillou, G., Mornet, F., Blanchard, G.F.,

2011. Trophic importance of diatoms in an intertidal *Zostera noltii* seagrass bed: Evidence from stable isotope and fatty acid analyses. *Estuaruarine, Coastal and Shelf Science* 92, 140-153.
- Lee, K., Hsu, S.I., 1989. Typhoon records from ancient chronicles of Guangdong Province (in Chinese). Department of Geography Occasional Paper 98. Hong Kong: Department of Geography, The Chinese University of Hong Kong.
- LHF, Estimation des houles résiduelles dans le bassin de Marennes-Oléron, Contrat LHF/ Ifremer N° 92 5 526049, 1994.
- Li, X., 1994. A 6200-year environmental history of the Pearl River Marsh, Louisiana. PhD thesis, Department of Geography and Anthropology, Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana.
- Libby, W.F., Anderson, E.C., Arnold, J.R., 1949. Age determination by radiocarbon content: World-wide assay of natural radiocarbon. *Science* 109, 227-228
- Lindhorst, S., Schutter, I., 2014. Polar gravel beach-ridge systems: Sedimentary architecture, genesis, and implications for climate reconstructions (South Shetland Islands / Western Antarctic Peninsula). *Geomorphology* 221, 187-203.
- Lindhorst, S., Betzler, C., Hass, H.C., 2008. The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight): Swash-bar accretion and storm erosion. *Sedimentary Geology* 206, 1-16.
- Liu, K.-B., 2004. Paleotempestology: Principles, methods, and examples from Gulf coast lake sediments. In Murnane, R.J. and Liu, K.-B. (Eds) *Hurricanes and Typhoons: Past, Present and Future*, Columbia University Press, New York, p. 13-57.
- Liu, K.-B., Fearn, M.L., 1993. Lake-sediment record of late Holocene hurricane activities from coastal Alabama. *Geology* 21, 793-796.
- Liu, K.-B., Fearn, M.L., 2000a. Reconstruction of prehistoric landfall frequencies of catastrophic hurricanes in Northwestern Florida from lake sediment records. *Quaternary Research* 54, 238-245.
- Liu, K.-B., Fearn, M.L., 2000b. Holocene history of catastrophic hurricane landfalls along the Gulf of Mexico coast reconstructed from coastal lake and marsh sediments. In Ning, Z.H. and Abdollahi, K.K. (Eds), *Current Stresses and Potential Vulnerabilities: Implications of Global Change for the Gulf Coast Region of the United States*. Franklin Press, Inc, p. 38-47.
- Liu, K.-B., Fearn, M.L., 2002. Lake sediment evidence of coastal geologic evolution and hurricane history from Western Lake, Florida: reply to Otvos. *Quaternary Research* 57, 429-431.
- Liu, K.-B., Shen, C., Louie, K.-S., 2001. A 1000-year history of typhoon landfalls in Guangdong, Southern China, reconstructed from Chinese historical documentary records. *Annals of the*

Association of American Geographers 91, 453-464.

Liu, K.-B., Lu, H., Shen, C., 2003. Assessing the vulnerability of the Alabama Gulf coast to intense hurricane strikes and forest fires in the light of long-term climatic changes. In Ning, Z.H., Turner, R.E., Doyle, T. and Abdollahi, K. (Eds), *Integrated Assessment of the Climate Change Impacts on the Gulf Coast Region*. The Gulf Coast Climate Change Assessment Council (GCRCC) and Louisiana State University (LSU) Graphic Services, Baton Rouge, pp. 223-230.

Liu, K.-B., Lu, H., Shen, C., 2008. A 1200-year proxy record of hurricanes and fires from the Gulf of Mexico coast: Testing the hypothesis of hurricane-fire interactions. *Quaternary Research* 69, 29-41.

Liu, K.-B., McCloskey, T.A., Ortego, S., Maiti, K., 2014b. Sedimentary signature of hurricane Isaac in a Taxodium swamp on the western margin of Lake Pontchartrain, Louisiana, USA. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 367, p.421.

Lobeck, A.K., 1939. *Geomorphology an introduction to the study of landscapes*. McGraw-Hill Book Co., New York, London.

Long, N., Millescamp, B., Guillot, B., Pouget, F., Bertin, X., 2016. Monitoring the topography of a dynamic tidal inlet using UAV imagery. *Remote Sensing* 8, 387-404.

Longuet-Higgins, M.S., Stewart, R.W., 1962. Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to 'surf beats'. *Fluid Mechanics*, 481-504.

Longuet-Higgins, M.S., Stewart, R.W., 1964. Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications. *Deep-Sea Research* 11, 529-562.

Lu, H., Liu, K.-B., 2003. Morphological variations of lobate phytoliths from grasses in China and the South-Eastern United States. *Diversity and Distributions* 9, 73-87.

Ludlum, D.M., 1963. *Early American hurricanes*: Boston. American Meteorological Society, 212 p.

Lumbroso, D.M., Vinet, F., 2011. A comparison of the causes, effects and aftermaths of the coastal flooding of England in 1953 and France in 2010. *Natural Hazards Earth Systems, Science* 11, 2321-2333.

Lutz, W., K.C., S., 2010. Dimensions of global population projections: what do we know about future population trends and structures? *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences* 365, 2779-2791.

Madsen, A.T., Duller, G.A.T., Donnelly, J.P., Roberts, H.M., Wintle, A.G., 2009. A chronology of hurricane landfalls at Little Sippewissett Marsh, Massachusetts, USA, using optical dating. *Geomorphology* 109, 36-45.

Malaizé, B., Bertran, P., Carbonel, P., Bonnissent, D., Charlier, K., Galop, D., Imbert, D., Serrand, N., Stouvenot, C., Pujol, C., 2011. Hurricanes and climate in the Caribbean during the past

3700 years BP. *The Holocene* 21, 911-924.

Martin, L., Mooney, S., Goff, J., 2014. Coastal wetlands reveal a non-synchronous island response to sea-level change and a palaeostorm record from 5.5 kyr to present. *The Holocene* 24, 569-580.

Masselink, G., 1995. Group bound long waves as a source of infragravity energy in the surf zone. *Continental Shelf Research* 15, 1525-1547.

Masselink, G., van Heteren, S., 2014. Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms. *Marine Geology* 352, 321-347.

Masselink, G., Kroon, A., Davidson-Arnott, R.G.D., 2006. Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings – A review. *Geomorphology* 73, 33-49.

Masselink, G., Castelle, B., Scott, T., Dodet, G., Suanez, S., Jackson, D., Floc'h, F., 2016a. Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophysical Research Letters* 43, 2135-2143.

Masselink, G., Scott, T., Poate, T., Russel, P., Davidson, M., Conley, D., 2016b. The extreme 2013/2014 winter storms: hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England. *Earth Surface Processes and Landforms* 41, 378-391.

Matias, A., 2006. Overwash sedimentary dynamics in the Ria Formosa barrier islands. Thèse de doctorat, Universidade do Algarve, Portugal.

Matias, A., Masselink, G., 2017. Chapter 9: Overwash processes: lessons from fieldwork and laboratory experiments. In Ciavola, P., Coco, G. (Eds), *Coastal Storms – Processes and Impacts*. John Wiley and Sons, Ltd, Chichester, UK, pp. 175-194.

Matias, A., Ferreira, O., Vila-Concejo, A., Garcia, T., Dias, J.A., 2008. Classification of washover dynamics in barrier islands. *Geomorphology* 97, 655-674.

Matias, A., Vila-Concejo, A., Ferreira, O., Morris, B., Dias, J.A., 2009. Sediment dynamics of barriers with frequent overwash. *Journal of Coastal Research* 25, 768-780.

Matias, A., Ferreira, O., Vila-Concejo, A., Morris, B., Dias, J.A., 2010. Short-term morphodynamics of non-storm overwash. *Marine Geology* 274, 69-84.

Matias, A., Blenkinsopp, C.E., Masselink, G., 2014. Detailed investigation of overwash on a gravel barrier. *Marine Geology* 350, 27-38.

Matias, A., Masselink, G., Castelle, B., Blenkinsopp, C.E., Kroon, A., 2016. Measurements of morphodynamic and hydrodynamic overwash processes in a large-scale wave flume. *Coastal Engineering* 113, 33-46.

McCall, R.T., van Thiel de Vries, J.S.M., 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, 668-683.

McCloskey, T.A., Keller, G., 2009. 5000 year sedimentary record of hurricane strikes on the central coast of Belize. *Quaternary International* 195, 53-68.

McCloskey, T.A., Liu, K.-B., 2012a. A 7000 year record of paleohurricane activity from coastal wetland in Belize. *The Holocene* 23, 278-291.

Mercier, N., 2008. Datation des sédiments quaternaires par luminescence stimulée optiquement : Un état sur la question. *Quaternaire* 19, 194-204.

Miche, R., 1951. Le pouvoir réfléchissant des ouvrages maritimes exposés à l'action de la houle. *Annales des Ponts et Chaussées* 121, 285-319.

Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.-C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* 18, 251-255.

Moore, D.G., Scruton, P.C., 1957. Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 41, 2723-2751.

Morton, R.A., 1978. Large-scale rhomboid bed forms and sedimentary structures associated with hurricane washover. *Sedimentology* 25, 183-204.

Morton, R.A., 2002. Factors controlling storm impacts on coastal barriers and beaches – A preliminary basis for near real-time forecasting. *Journal of Coastal Research* 18, 486-501.

Morton, R.A., Sallenger, A.H., 2003. Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers. *Journal of Coastal Research* 19, 560-573.

Morton, R.A., Gelfenbaum, G., Jaffe, B.E., 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology* 200, 184-207.

Muller, H., van Rooijen, A., Idier, D., Pedreros, R., Rohmer, J., 2016. Assessing storm impact on a French coastal dune system using morphodynamic modeling. *Journal of Coastal Research* 33, 254-272.

Munk, W., 1949. Surf beats. *Transactions, American Geophysical Union* 30, 849-854.

Murray, J.W., 1979. *British nearshore foraminiferids: Synopses of the British Fauna*, no 16. Academic Press, London.

Nagata, T., 1961. *Rock Magnetism*. Maruzen, Tokyo.

Nanayama, F., Shigeno, K., Satake, K., Shimokawa, K., Koitabashi, S., Miyasaka, S., Ishii, M., 2000. Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Tasei, southwestern Hokkaido, northern Japan. *Sedimentary Geology* 135, 255-264.

- Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews* 66, 261-330.
- Neal, A., Richards, J., Pye, K., 2003. Sedimentology of coarse-clastic beach-ridges deposits, Essex, southeast England. *Sedimentary Geology* 162, 167-198.
- Neumann, C.J., Jarvinen, B.R., McAdie, C.J., Elms, J.D., 1993. Tropical cyclones of North Atlantic Ocean, 1871–1992. National Climatic Data Center/National Hurricane Center Historical Climatology Series 6-2, 193 p.
- Nicholls, R.J., P.P. Wong, V.R. Burkett, J.O. Codignotto, J.E. Hay, R.F. McLean, S. Ragoonaden and C.D. Woodroffe, 2007. Coastal systems and low-lying areas. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson (Eds) Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 315-356.
- Nicolae Lerma, A., Bulteau, T., Lecacheux, S., Idier, D., 2015. Spatial variability of extreme wave height along the Atlantic and channel French coast. *Ocean Engineering* 97, 175-195.
- Nicolle, A., 2006. Modélisation des marées et des surcotes dans les Pertuis Charentais. Thèse de doctorat, Université de la Rochelle, la Rochelle, 307 p.
- Nicolle, A., Karpytchev, M., Michel, B., 2009. Amplification of the storm surges in shallow waters of the Pertuis Charentais (Bay of Biscay, France). *Ocean Dynamics* 59, 921-935.
- Nielsen, L., Møller, I., Nielsen, L.H., Johannessen, P.N., Pejrup, M., Andersen, T.J., Korshøj, J.S., 2009. Integrating ground-penetrating radar and borehole data from Wadden Sea barrier Island. *Journal of Applied Geophysics* 68, 47-59.
- Nittrouer, C.A., Sternberg, R.W., 1981. The formation of sedimentary strata in an allochthonous shelf environment: the Washington continental shelf. *Marine Geology* 42, 201–232.
- Nott, J., 2004. Palaeotempestology: the study of prehistoric tropical cyclones – a review and implications for hazard assessment. *Environment International* 30, 433-447.
- Nyman, J.A., Crozier, C.R., DeLaune, R.D., 1995. Roles and patterns of hurricane sedimentation in an estuarine marsh landscape. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 40, 665-679.
- O**fficer, C.B., Lynch, D.R., 1983. Mixing, sedimentation rates and age dating for sediment cores. *Marine Geology* 46, 261-278.
- Open University, 1994. *Waves, Tides and Shallow-water Processes*. Ed. by Pergamon Press, Oxford.
- Orford, J.D., Carter, R.W.G., 1982. Crestal overtop and washover sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore Point, Southeast Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 265-278.

Orford, J.D., Carter, R.W.G., 1984. Mechanisms to account for the longshore spacing of overwash throats on a coarse clastic barrier in Southeast Ireland. *Marine Geology* 56, 207-226.

Orson, R.A., Warren, R.S., Niering, W.A., 1998. Interpreting sea level rise and rates of vertical marsh accretion in a Southern New England tidal salt marsh. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 47, 419-429.

Otvos, R.G., 1999. Quaternary coastal history, basin geometry and assumed evidence for hurricane activity, Northeastern Gulf of Mexico coastal plain. *Journal of Coastal Research* 15, 438-443.

Ozenne, F., 2012. Évolution historique du littoral du Marais Poitevin. Rapport de stage, Université de la Rochelle, 30 p.

Park, L.E., Siewers, F.D., Metzger, T., Sipahioglu, S., 2009. After the hurricane hits: Recovery and response to large storm events in a saline lake, San Salvador Island, Bahamas. *Quaternary International* 195, 98-105.

Parsons, M.L., 1998. Salt marsh sedimentary record of the landfall of hurricane Andrew on the Louisiana coast: Diatoms and other paleoindicators. *Journal of Coastal Research* 14, 939-950.

Pedreras, R., Garcin, M., Krien, Y., Monfort Climent, D., Mugica, J., François, B., 2010. Tempête Xynthia : compte rendu préliminaire de mission. Rapport BRGM/RP-58261-FR, 45 p.

Péret, J., Sauzeau, T., 2014. Xynthia ou la mémoire réveillée. *Geste*, 296 p.

Peros, M., Gregory, B., Matos, F., Reinhardt, E., Desloges, J., Late-Holocene record of lagoon evolution, climate change, and hurricane activity from southeastern Cuba. *The Holocene* 25, 1483-1497.

Pham, D.T., Gouramanis, C., Switzer, A.D., Rubin, C.M., Jones, B.G., Jankaew, K., Carr, P.F., 2017. Elemental and mineralogical analysis of marine and coastal sediments from Phra Thong Island, Thailand: Insights into the provenance of coastal hazard deposits. *Marine Geology* 385, 274-292.

Phantuwongraj, S., Choowong, M., Chutakositkanon, X., 2008. Possible storm deposits from Surat Thani and Nakhon Si Thammarat provinces, the Southern peninsular Thailand. *Proceedings of the International Symposium on Geoscience Resources and Environments of Asian Terranes, Bangkok, Thailand*, 395-399.

Phantuwongraj, S., Choowong, M., Nanayama, F., Hisada, K.-I., Charusiri, P., Chutakositkanon, V., Pailoplee, S., Chabangbon, A., 2013. Coastal geomorphic conditions and styles of storm surge washover deposits from Southern Thailand. *Geomorphology* 192, 43-58.

Pierce, J.W., 1970. Tidal inlets and washover fans. *Journal of Geology* 78, 230-234.

- Pilarczyk, J.E., Dura, T., Horton, B.P., Engelhart, S.E., Kemp, A.C., Sawai, Y., 2014. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 413, 144-157.
- Pilarczyk, J.E., Horton, B.P., Soria, J.L.A., Switzer, A.D., Siringan, F., Fritz, H.M., Khan, N.S., Ildefonso, S., Doctor, A.A., Garcia, M.L., 2016. Micropaleontology of the 2013 Typhoon Haiyan overwash sediments from the Leyte Gulf, Philippines. *Sedimentary Geology* 339, 104-114.
- Pirazzoli, P.A., Tomasin, A., 2007. Estimation of return periods for extreme sea levels: a simplified empirical correction of the joint probabilities method with examples from the French Atlantic coast and three ports in the southwest of the UK. *Ocean Dynamics* 57, 91-107.
- Poirier, C., Chaumillon, E., Arnaud, F., 2011. Siltation of river-influenced coastal environments: Respective impact of late Holocene land use and high-frequency climate changes. *Marine Geology* 290, 51-62.
- Powell, M.D., Murillo, S., Dodge, P., Uhlhorn, E., Gamache, J., Cardone, V., Cox, A., Otero, S., Carrasco, N., Annane, B., St. Fleur, R., 2010. Reconstruction of Hurricane Katrina's wind fields for storm surge and wave hindcasting. *Ocean Engineering* 37, 26-36.
- Proust, J.-N., Tessier, B., Chaumillon, É., 2013. Sédimentation Littorale : état des lieux et recherches en cours. *Géosciences* 17, 26-35.
- Prouveau, N., 2008. Trois cents ans de mesures marégraphiques en France : outils, méthodes et tendances des composantes du niveau de la mer au port de Brest. Thèse de doctorat, Université de la Rochelle, La Rochelle, 474p.
- Pugh, D.T., 1987. *Tides, Surges and Mean Sea Level*. John Wiley and Sons Inc., New York, NY, United States.
- Pullen, T., Allsop, N.W.H., Bruce, T., Kortenhaus, A., Schuttrumpf, H., Wan Der Meer, J.W., 2007. Wave overtopping of sea defences and related structures: Assessment manual. *EurOtop. Die Küste*, 73.

- R**aubenheimer, B., Guza, R.T., Elgar, S., 1996. Wave transformation across the inner surf zone. *Journal of Geophysical Research* 101, 25589-25597.
- Reed, D.J., 1989. Patterns of sediment deposition in subsiding coastal salt marshes, Terrebone Bay, Louisiana: The role of winter storms. *Estuaries* 12, 222-227.
- Reese, C.A., Strange, T.P., Lynch, W.D., Liu, K.-B., 2008. Geologic evidence of hurricane Katrina recovered from the Pearl River Marsh, MS/LA. *Journal of Coastal Research* 24, 1601-1607.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A.,

- Turney, C.S.M., van der Plicht, J., 2013. IntCal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869-1887.
- Reinson, G.E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In Walker, R.G., James, N.P. (Eds), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. St. John's, Nfld, Geological Association of Canada, 409 p.
- Rejmánek, M., Sasser, C.E., Peterson, G.W., 1988. Hurricane-induced sediment deposition in a gulf coast marsh. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 27, 217-222.
- Richard, P., Riera, P., Galois, R., 1997. Temporal variations in the chemical and carbon isotope compositions of marine and terrestrial organic inputs in the Bay of Marennes-Oléron, France. *Journal of Coastal Research* 13, 879-889.
- Riera, P., Richard, P., 1996. Isotopic determination of food sources of *Crassostrea gigas* along a trophic gradient in the estuarine Bay of Marennes-Oléron. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 42, 347-360.
- Riera, P., Stal, L.J., Nieuwenhuize, J., Richard, P., Blanchard, G., Gentil, F., 1999. Determination of food sources for benthic invertebrates in a salt marsh (Aiguillon Bay, France) by carbon and nitrogen stable isotopes: Importance of locally produced sources. *Marine Ecology Progress Series* 187, 301-307.
- Ritchie, W., Penland, S., 1988. Rapid dune changes associated with overwash processes on the deltaic coast of South Louisiana. *Marine Geology* 81, 97-122.
- Roelvink, D., Reniers, A., van Dongeren, A., van Thiel de Vries, J.S.M., McCall, R.T., Lescinski, J., 2009. Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coastal Engineering* 56, 1133-1152.
- Roland, A., Cucco, A., Ferrarin, C., Hsu, T.-W., Liau, J.-M., Ou, S.-H., Umgiesser, G., Zanke, U., 2009. On the development and verification of a 2-D coupled wave-current model on unstructured meshes. *Journal of Marine Systems* 78, S244-S254.
- Roland, A., Zhang, Y., Wang, H.V., Meng, Y., Teng, Y.C., Maderich, V., Brovchenko, I., Dutour-Sikiric, M., Zanke, U., 2012. A fully coupled 3D wave–current interaction model on unstructured grids. *Journal of Geophysical Research* 117, C00J33, 18 p.
- Roman, C.T., Peck, J.A., Allen, J.R., King, J.W., Appleby, P.G., 1997. Accretion of a New England (U.S.A.) salt marsh in response to inlet migration, storms, and sea-level rise. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 45, 717-727.
- Ruessink, B.G., 2010. Observations of turbulence within a natural surf zone. *Journal of Physical Oceanography* 40, 2696-2712.
- Ruessink, B.G., Kleinhan, M.G., Van den Beukel, P.G.L., 1998. Observations of swash under slightly dissipative conditions. *Journal of Geophysical Research* 103, 3111-3118.

Ruggiero, P., Komar, P.D., McDouglas, W.G., Marra, J.J., Beach, R.A., 2001. Wave *runup*, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches. *Journal of Coastal Research* 17, 407-419.

Russel, P.E., 1993. Mechanisms for beach erosion during storms. *Continental Shelf Research* 13, 1243-1265.

Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briquieu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M., Blanchemanche, P., 2008. Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France). *Marine Geology* 251, 224-232.

Sabatier, P., Dezileau, L., Briquieu, L., Colin, C., Siani, G., 2010. Clay minerals and geochemistry record from northwest Mediterranean coastal lagoon sequence: Implications for paleostorm reconstruction. *Sedimentary Geology* 228, 205-217.

Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briquieu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., von Grafenstein, U., 2012. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77, 1-11.

Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.-T., Chuang, H.-Y., Juang, H.-M. H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., Van Delst, P., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., Van Den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.-K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.-Z., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R. W., Rutledge, G. & Goldberg, M., 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* 91 (8), 1015–1057.

Sallenger, A.H., 2000. Storm impact scale for barrier islands. *Journal of Coastal Research* 16, 890-895.

Sawai, Y., Fujii, Y., Fujiwara, O., Kamataki, T., Komatsubara, J., Okamura, Y., Satake, K., Shishikura, M., 2008. Marine incursions of the past 1500 years and evidence of tsunamis at Suijijinuma, a coastal lake facing the Japan Trench. *The Holocene* 18, 517-528.

Sawai, Y., Jankaew, K., Martin, M.E., Prendergast, A., Choowong, M., Charoentitirat, T., 2009. Diatom assemblages in tsunami deposits associated with the 2004 Indian Ocean tsunami at Phra Thong Island, Thailand. *Marine Micropaleontology* 73, 70-79.

Sawai, Y., Tanigawa, K., Tamura, Toru, Namegaya, Y., 2016. Medieval coastal inundation revealed by a sand layer on the Ita lowland adjacent to the Syruga Through, central Japan. *Natural Hazards* 80, 505-519.

Schmidt, S., Howa, H., Diallo, A., Martin, J., Cremer, M., Duros, P., Fontanier, C., Deflandre, B., Metzger, E., Mulder, T., 2014. Recent sediment transport and deposition in the Cap-Ferret Canyon, South-East margin of Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part II: Tropical Studies in Oceanography* 104, 134-144.

- Schneider, J.-L., Chagué-Goff, C., Bouchez, J.-L., Goff, J., Sugawara, D., Goto, K., Jaffe, B., Richmond, B., 2014. Using magnetic fabric to reconstruct the dynamics of tsunami deposition on the Sendai Plain, Japan – The 2011 Tohoku-oki tsunami. *Marine Geology* 358, 89-106.
- Schwartz, M.L. (Ed), 1972. *Spits and Bars*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, PA, 452 pp.
- Schwartz, R.K., 1975. Nature and genesis of some storm washover deposits. Technical memorandum, Coastal Engineering Research Center, 61, 69 pp.
- Schwartz, R.K., 1982. Bedform stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. *Sedimentology* 29, 835-849.
- Scileppi, E., Donnelly, J.P., 2007. Sedimentary evidence of hurricane strikes in western Long Island, New York. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8, 25 p.
- Scott, D.B., Collins, E.S., Gayes, P.T., Wright, E., 2003. Records of prehistoric hurricane on the South Carolina coast based on micropaleontological and sedimentological evidence, with comparison to other Atlantic Coast records. *GSA Bulletin* 115, 1027-1039.
- Sedgwick, P.E., Davis, R.A., 2003. Stratigraphy of washover deposits in Florida: Implications for recognition in the stratigraphic record. *Marine Geology* 200, 31-48.
- Sharma, P., Gardner, L.R., Moore, W.S., and Bollinger, M.S., 1987. Sedimentation and bioturbation in a salt marsh as revealed by ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^7Be studies. *Limnology and Oceanography* 32, 313-326.
- Shebanova, O.N., Lazor, P., 2003. Raman study of magnetite (Fe_2O_3): laser-induced thermal effects and oxidation. *Journal of Raman Spectrometry* 34, 845-852.
- Sheremet, a., Staples, T., Arduin, F., Suanez, S., Fichaut, B., 2014. Observations of large infragravity-wave run-up at Banneg Island, France. *Geophysical Research Letters* 41, 976-982.
- Simpson, R.H., Riehl, H., 1981. *The hurricane and its impacts*. Louisiana State university Press.
- Smith, K., 2013. *Environmental Hazards: Assessing Risk and Reducing Disaster*. Routledge.
- Soria, J.L.A., Switzer, A.D., Pilarczyk, J.E., Siringan, F.P., Khan, N.S., Fritz, H.M., 2017. Typhoon Haiyan overwash sediments from Leyte Gulf coastlines show local spatial variations with hybrid storm and tsunami signatures. *Sedimentary Geology* 358, 121-138.
- Spiske, M., Jaffe, B.E., 2009. Sedimentology and hydrodynamic implications of a coarse-grained hurricane sequence in a carbonate reef setting. *Geology* 37, 839-842.
- Stacey, F. D., Joplin, G., Lindsay, J., 1960. Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from SE Australia. *Pure and Applied Geophysics* 47, 30-40.
- Stevenson, J.C., Ward, L.G., Kearney, M.S., 1988. Sediment transport and trapping in marsh systems: implications of tidal flux studies. *Marine Geology* 80, 37-59.

- Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger Jr., A.H., 2006. Empirical parametrization of setup, swash, and *runup*. *Coastal Engineering* 53, 573-588.
- Stockdon, H.F., Thompson, D.M., Plant, N.G., Long, J.W., 2014. Evaluation of wave *runup* predictions from numerical and parametric models. *Coastal Engineering* 92, 1-11.
- Stumpf, R.P., 1983. The process of sedimentation on the surface of a salt marsh. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 17, 495-508.
- Suarez, S., Cancouët, R., Floc'h, F., Blaise, E., Arduin, F., Filipot, J.-F., Cariolet, J.-M., Delacourt, C., 2015. Observations and predictions of wave *runup*, extreme water levels, and medium-term dune erosion during storm conditions. *Journal of Marine Science and Engineering* 3, 674-698.
- Suhayda, J.N., 1974. Standing waves on beaches. *Journal of Geophysical Research* 79, 3065-3071.
- Svendsen, L.A., 1984. Mass flux and undertow in a surf zone. *Coastal Engineering* 8, 347-365.
- Switzer, A.D., Jones, B.G., 2008. Setup, deposition, and sedimentary characteristics of two storm overwash deposits, Abrahams Bosom Beach, Southeastern Australia. *Journal of Coastal Research* 24, 189-200.
- Switzer, A., Yap, W., Lauro, F., Gouramanis, C., Dominey-Howes, D., Labbate, M., 2016. A geomicrobiological approach to differentiate storm and tsunami deposits in the recent geological record. *Proceedings of the AGU Fall Meeting 2016, San Francisco, USA*.
- Symonds, G., Huntley, D., Bowen, A.J., 1982. Two-dimensional surf beat: Long wave generation by a time-varying breakpoint. *Journal of Geophysical Research* 87, 492-498.
- Szczuciński, W., 2013. Recovery of coastal ecosystems after large tsunamis in various climatic zones - review of cases from tropical, temperate and polar zones. *Proceedings of the AGU Fall Meeting, San Francisco, USA*.
- Szczuciński, W., Niedzielski, P., Kozak, L., Frankowski, M., Ziola, A., Lorenc, S., 2007. Effects of rainy season on mobilization of contaminants from tsunami deposits left in a coastal zone of Thailand by the 26 December 2004 tsunami. *Environmental Geology* 53, 253-264.
- T**aira, A., 1989. Magnetic fabrics and depositional processes. In: Taira, A., Masuda, F. (Eds.), *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. Terra Scientific Publishing (TERRAPUB), Tokyo, pp. 43-77.
- Talma, A.S., Vogel, J.C., 1993. A simplified approach to calibrating ¹⁴C dates. *Radiocarbon* 35, 317-322.
- Tamura, T., 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews* 114, 279-297.

- Tanaka, G., Naruse, H., Yamashita, S., Arai, L., 2012. Ostracodes reveal the sea-bed origin of tsunami deposits. *Geophysical Research Letters* 39, 1-4.
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall, London, 218 p.
- Tessier, B., Archer, A.W., Lanier, W.P., Feldman, H.R., 1995. Comparison of ancient tidal rhythmites (Carboniferous of Kansas and Indiana, USA) with modern analogues (the Bay of Mont-Saint-Michel, France). *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments (Special Publication 24 of the IAS)*, 28, 259.
- Thienpont, J.R., Johnson, D., Nesbitt, H., Kokelj, S.V., Pisaric, M.F.J., Smol, J.P., 2012. Arctic coastal freshwater ecosystem responses to a major saltwater intrusion: A landscape-scale paleolimnological analysis. *The Holocene* 22, 1451-1460.
- Tillmann, T., Wunderlich, J., 2013. Barrier rollover and spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. *Journal of Coastal Research* SI65, 600-605.
- Timmons, E.A., Rodrigez, A.B., Mattheus, C.R., DeWitt, R., 2010. Transition of a regressive to a transgressive barrier island due to back-barrier erosion, increased storminess, and low sediment supply: Bogue Banks, North Carolina, USA. *Marine Geology* 278, 100-114.
- Tisnérat-Laborde, N., Paterne, M., Métivier, B., Arnold, M., Yiou, P., Blamart, D., Raynaud, S., 2010. Variability of the northeast Atlantic sea surface $\delta^{14}\text{C}$ and marine reservoir age and the North Atlantic Oscillation (NAO). *Quaternary Science Reviews* 29, 2633-2646.
- Tsuchiya, Y., Kawata, Y., 1986. Historical study of changes in storm surge disasters in the Osaka area. *Natural Disaster Science* 8, 1-18.
- Tucker, M., 1950. Surfbeats: Sea waves of 1 to 5 minutes period. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 202, 565-573.
- Turner, R.E., 2004. Coastal wetland subsidence arising from local hydrologic manipulations. *Estuaries* 27, 265-272.
- Tuttle, M.P., Ruffman, A., Anderson, T., Jeter, H., 2004. Distinguishing tsunami from storm deposits in Eastern North America: The 1929 Grand Banks tsunami versus the 1991 Halloween storm. *Seismological Research Letters* 75, 117-131.

UNSCEAR, 2000. Sources and effects of ionizing radiation. Sources, Annex C: Exposures from man-made sources of radiation, vol. I. United Nations Committee on the Effects of Atomic Radiation. Disponible à http://www.unscear.org/unscear/en/publications/2000_1.html (dernier accès le 26/10/2017).

Verger, F., 1968. *Marais et wadden du littoral français – étude de géomorphologie*. Biscaye Frères

Imprimeurs, Bordeaux, 539 pp.

Vila-Concejo, A., Matias, A., Pacheco, A., Ferreira, O., Dias, J.A., 2006. Quantification of inlet-related hazards in barrier island systems. An example from the Ria Formosa (Portugal). *Continental Shelf Research* 26, 1045-1060.

Viollet, P.L., 2007. *Water Engineering in Ancient Civilizations: 5,000 Years of History*. CRC Press, Hoboken, 334 pp.

Visset, L., Voeltzel, D., Maisonneuve, E., Nikodic, J., Margerel, J., Borne, V., 1990. Paléocéologie holocène des "Marais du Rocher" en Maillezais (Vendée), dans le Marais Poitevin (littoral atlantique - France). *Quaternaire* 1, 111-121.

von Storch, H., Reichardt, H., 1997. A scenario of storm surge statistics for the German Bight at the expected time of doubled atmospheric carbon dioxide concentration. *Journal of Climate* 10, 2653-2662.

Vousdoukas, M.I., Voukouvalas, E., Annunziato, A., Giardino, A., Feyen, L., 2016. Projections of extreme storm surge levels along Europe. *Climate Dynamics* 47, 3171-3190.

Wallace, D.J., Anderson, J.B., 2010. Evidence of similar probability of intense hurricane strikes for the Gulf of Mexico over the late Holocene. *Geology* 6, 511-514.

Walsh, J.P., Nittrouer, C.A., 2004. Mangrove-bank sedimentation in a mesotidal environment with large sediment supply, Gulf of Papua. *Marine Geology* 28, 225-248.

Wang, P., Horwitz, M.H., 2006. Erosional and depositional characteristics of regional overwash deposits caused by multiple hurricanes. *Sedimentology* 54, 545-564.

Warner, J.C., Sherwood, C.R., Signell, R.P., Harris, C.K., Arango, H.G., 2008. Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model. *Computers and Geosciences* 34, 1284-1306.

Wassmer, P., Schneider, J.-L., Fonfrège, A.-V., Lavigne, F., Paris, R., Gomez, C., 2010. Use of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the study of tsunami deposits: Application to the 2004 deposits on the eastern coast of Banda Aceh, North Sumatra, Indonesia. *Marine Geology* 275, 255-272.

Weber, N., 2004. Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais : Apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages. Thèse de doctorat, Université de la Rochelle, 357 p.

Weber, N., Chaumillon, É., Tesson, M., Garlan, T., 2004a. Architecture and morphology of the outer segment of a mixed tide and wave-dominated-incised valley, revealed by HR seismic reflection profiling : The paleo-Charente River, France. *Marine Geology* 207, 17-38.

Weber, N., Chaumillon, É., Tesson, M., 2004b. Record of the last sea-level rise in the internal

architecture of an incised valley: The 'Pertuis Breton' (Bay of Biscay, France) - [Enregistrement de la dernière remontée du niveau marin dans l'architecture interne d'une vallée incisée : le pertuis Breton (Charente-Maritime)]. *Comptes Rendus Geosciences* 336, 1273-1282.

Weil, P., Tessier, B., Mouazé, D., Bonnot-Courtois, C., Norgeot, C., 2012. Shelly cheniers on a modern macrotidal flat (Mont-Saint-Michel bay, France) – Internal architecture revealed by ground-penetrating radar. *Sedimentary Geology* 279, 173-186.

Weisberg, R.H., Zeng, L., 2006. Hurricane storm surge simulations for Tampa Bay. *Estuaries and Coasts* 29, 899-913.

Welsch, J., 1916. Constitution géologique du Marais poitevin. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 162, 354-357.

Wheatcroft, R.A., 1990. Preservation potential of sedimentary event layers. *Geology* 18, 843–845.

Wheatcroft, R.A., 2006. Time-series measurements of macrobenthos abundance and sediment bioturbation intensity on a flood-dominated shelf. *Progress in Oceanography* 71, 88-122.

Wheatcroft, R.A., Drake, D.E., 2003. Post-depositional alteration and preservation of sedimentary event layers on continental margins, I. The role of episodic sedimentation. *Marine Geology* 199, 123-137.

Wheatcroft, R.A., Wiberg, P.L., Alexander, C.R., Bentley, S.J., Drake, D.E., Harris, C.K., Ogston, A.S., 2007. Post-depositional alteration and preservation of sedimentary strata. In: Nittrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M., Wilberg, P.L. (Eds), *Continental Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*, Blackwell Press, 101-155.

Wiberg, P.L., 2000. A perfect storm: formation and potential for preservation of storm beds on the continental shelf. *Oceanography* 13, 93-99.

Williams, H.L.F., 2009. Stratigraphy, sedimentology, and microfossil content of Hurricane Rita storm surge deposit in southwest Louisiana. *Journal of Coastal Research* 25, 1041-1051.

Williams, H.L.F., 2015. Contrasting styles of hurricane Irene washover sedimentation on three east coast barrier islands: Cape Lookout, North Carolina; Assateague Island, Virginia; and Fire Island, New York. *Geomorphology* 231, 182-192.

Wolf, J., Flather, R.A., 2005. Modelling waves and surges during the 1953 storm. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 363, 1359-1375.

Woodruff, J.D., Donnelly, J.P., Mohrig, D., Geyer, W.R., 2008. Reconstructing relative flooding intensities responsible for hurricane-induced deposits from Laguna Playa Grande, Vieques, Porto Rico. *Geology* 5, 391-394.

Woodruff, J.D., Kanamaru, K., Kundu, S., Cook, T.L., 2015. Depositional evidence for the Kamikaze

typhoons and links to changes in typhoon climatology. *Geology* 43, 91-94.

Wöppelmann, G., Pouvreau, N., Simon, B., 2006. Brest sea level record: A time series construction back to the early eighteenth century. *Ocean Dynamics* 56, 487-497.

Zhang, Y.L., Baptista, A.M., 2008. SELFE: a semi-implicit Eulerian–Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation. *Ocean Modelling* 21, 71–96.

Zhou, X., 1998. A 4000 year pollen record of vegetation changes, sea level rise, and hurricane disturbance in the Atchafalaya Marsh of southern Louisiana, Department of Geography and Anthropology, Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana.

Zong, Y., Tooley, M.J., 1999. Evidence of mid-Holocene storm-surge deposits from Morecambe Bay, Northwest England: A biostratigraphical approach. *Quaternary International* 55, 43-50.

Annexes

Annexe 1. Valorisation

Communications :

- 13-15 octobre 2015 : 15^{ème} congrès de sédimentologie, Chambéry, organisé par l'ASF (Association des Sédimentologues de France).
Washovers actuels : processus de mise en place et sédimentologie. (oral)
- 17-19 mars 2016 : 2nd Workshop : Infra-gravity waves : from driving mechanisms to impacts, la Rochelle, Organisé par X. Bertin du LIENSs, Université de la Rochelle.
Recent Washovers sedimentology: variability of storm sediment records. Examples related to the extreme storm clustering during the winter of 2013/2014. (oral)
- 26 mai 2016 : Congrès des doctorants de 2^{ème} année de l'université de la Rochelle, La Rochelle.
- Octobre 2016 : Communication grand public à l'occasion de la fête de la science 2016 au marais d'Yves.
- 22-24 juin 2016 : XV International Symposium on Oceanography on the Bay of Biscay (ISOBAY 15), Bilbao, Espagne.
Are sediments of land-reclaimed coastal lowlands suitable for recording storm-induced marine floods? (oral) -> prix de la meilleure présentation.
- 26 septembre – 1 octobre 2016 : IAS summer school: "Sediments: from Land to Sea – Archives of global change – Mesozoic and Cenozoic", Alghero, Sardinia.
- 24-28 octobre 2016 : 25^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Caen.
Ruptures de barrières et formation de washovers en réponse au cluster de tempêtes de 2013-2014. (oral)
- 12-16 décembre 2016 : AGU (American Geophysical Union) Fall Meeting, San Francisco.
 - o **How marine submersions can be recorded in coastal marshes not bounded by a coarse sediment barrier? (poster)**
 - o **Contrasting washover deposits laid down during the winter 2013-2014 cluster of storms: examples from SW France. (poster)**
- 10-12 octobre 2017 : International Meeting of Sedimentology (IMS) 2017, Toulouse
 - o **Washover deposit: sediment record of overwash events related to exceptional infragravity waves. (oral)**
 - o **Contrasted styles of marine flooding sediment record related to wave exposure. (poster)**

Publications

Chaumillon, É., Bertin, X., Fortunato, A.B., Bajo, M., Schneider, J.-L., Dezileau, L., Walsh, J.P., Michelot, A., Chauveau, E., Créach, A., Hénaff, A., Sauzeau, T., Waeles, B., Gervais, B., Jan, G., **Baumann, J.**, Breilh, J.-F., Pedreros, R., 2017. Storm-induced marine floodings: Lessons from a multidisciplinary approach. *Earth-Science Reviews* 165, 151-184.

Baumann, J., Chaumillon, E., Schneider, J.-L., Jorissen, F., Sauriau, P.-G., Richard, P., Schmidt, S., 2017. Contrasting sediment records of marine submersion events related to wave exposure, Southwest France. *Sedimentary Geology* 353, 158-170.

Baumann, J., Chaumillon, É., Bertin, X., Schneider, J.-L., Guillot, B., Schmutz, M., 2017b. Importance of infragravity waves for the generation of washover deposits. *Marine Geology* 391, 20-35.



Contents lists available at ScienceDirect

Earth-Science Reviews

journal homepage: www.elsevier.com/locate/earscirev

Invited review

Storm-induced marine flooding: Lessons from a multidisciplinary approach



Eric Chaumillon ^{a,*}, Xavier Bertin ^a, André B. Fortunato ^b, Marco Bajo ^c, Jean-Luc Schneider ^d, Laurent Dezileau ^e, John Patrick Walsh ^f, Agnès Michelot ^g, Etienne Chauveau ^h, Axel Créach ^h, Alain Hénaff ⁱ, Thierry Sauzeau ^j, Benoit Waeles ^k, Bruno Gervais ^l, Gwenäële Jan ^m, Juliette Baumann ^a, Jean-François Breilh ⁿ, Rodrigo Pedreros ^o

^a UMR 7266 URENs, CNRS-Université de La Rochelle, La Rochelle, France

^b Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa, Portugal

^c ISMAR-CNR, Venice, Italy

^d UMR 5805 EPOC, CNRS-Université de Bordeaux, Pessac, France

^e UMR 5243 Géosciences Montpellier, CNRS-Université de Montpellier, France

^f Department of Geological Sciences, East Carolina University of East Carolina, Greenville, USA

^g CEJEP EA 3170, Université de La Rochelle, La Rochelle, France

^h UMR 6554 LETG/Géolittomer-Nantes, CNRS-Université de Nantes, Nantes, France

ⁱ UMR 6554 LETG, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France

^j CETHAM, EA 4270, Université de Poitiers, Poitiers, France

^k Consultant in Coastal Engineering, Brest, France

^l SDIS Charente Maritime, La Rochelle, France

^m SHOM, Brest, France

ⁿ UNIMA, rue Jacques de Vaucanson, 17180 Périgny, France

^o BRGM-DRP, Orléans, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 26 May 2016

Received in revised form 30 November 2016

Accepted 6 December 2016

Available online 8 December 2016

Keywords:

Marine flooding

Storm surge

Climate change

Past marine floods

Historical archives

storm flood deposits

Risk

vulnerability

Numerical model

Overflowing

Overtopping

Barrier breaching

Submersions forecast

Coastal realignment

Public policies

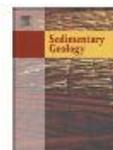
ABSTRACT

There is a growing interest for marine flooding related to recent catastrophic events and their unintended consequences in terms of casualties and damages, and to the increasing population and issues along the coasts in a context of changing climate. Consequently, the knowledge on marine flooding has progressed significantly for the last years and this review, focused on storm-induced marine submersions, responds to the need for a synthesis. Three main components are presented in the review: (1) a state-of-the-art on marine submersions from the viewpoint of several scientific disciplines; (2) a selection of examples demonstrating the added value of interdisciplinary approaches to improve our knowledge of marine submersions; (3) a selection of examples showing how the management of future crises or the planning efforts to adapt to marine submersions can be supported by new results or techniques from the research community.

From a disciplinary perspective, recent progress was achieved with respect to physical processes, numerical modeling, the knowledge of past marine floods and vulnerability assessment. At a global scale, the most vulnerable coastal areas to marine flooding with high population density are deltas and estuaries. Recent and well-documented floods allow analyzing the vulnerability parameters of different coastal zones. While storm surges can nowadays be reproduced accurately, the modeling of coastal flooding is more challenging, particularly when barrier breaches and wave overtopping have to be accounted for. The chronology of past marine floods can be reconstructed combining historical archives and sediment records. Sediment records of past marine floods localized in back barrier depressions are more adequate to reconstruct past flooding chronology. For the two last centuries, quantitative and descriptive historical data can be used to characterize past marine floods. Beyond providing a chronology of events, sediment records combined with geochronology, statistical analysis and climatology, can be used to reconstruct millennial-scale climate variability and enable a better understanding of the possible regional and local long-term trends in storm activity. Sediment records can also reveal forgotten flooding of exceptional intensity, much more intense than those of the last few decades. Sedimentological and historical archives, combined with high-resolution topographic data or numerical hindcast of storms can provide quantitative information and explanations for marine flooding processes. From these approaches, extreme past sea levels height can be determined and are very useful to complete time series provided by the instrumental measurements on shorter time scales. In particular, historical data can improve the determination of the return periods associated with extreme water levels, which are often inaccurate when computed based on instrumental data,

* Corresponding author.

E-mail address: eric.chaumillon@univ-lr.fr (E. Chaumillon).



Contrasting sediment records of marine submersion events related to wave exposure, Southwest France



J. Baumann^{a,*}, E. Chaumillon^a, J.-L. Schneider^b, F. Jorissen^c, P.-G. Sauriau^a, P. Richard^a, J. Bonnin^b, S. Schmidt^d

^a University of La Rochelle, IJENS, UMR CNRS 7266, 2 rue Olympe de Gouges, F-17000 La Rochelle, France

^b University of Bordeaux, EPOC, UMR CNRS 5805, F-33615 Pessac, Cedex, France

^c University of Angers, IGP-BIAF, UMR CNRS 6112, 2 boulevard Lavoisier, F-49045 Angers Cedex 1, France

^d CNRS, OASU, EPOC, UMR5805, F-33615 Pessac, Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 15 December 2016

Received in revised form 13 March 2017

Accepted 14 March 2017

Available online 18 March 2017

Editor: J. Knight

Keywords:

Sediment

Marine flooding

Storm

Waves

Foraminifera

ABSTRACT

Sediment records of two contrasting backshore coastal marshes, extremely vulnerable to recent and historical marine flooding events, located on the SW coast of France, have been investigated using a multiproxy approach. The studied marshes are 30 km apart and have been flooded by similar storm events (7 marine floods in the last 250 years). One is located in a wave-exposed coast but isolated from the sea by a sediment barrier, whereas the other is located in a sheltered estuarine environment and isolated from the sea by a dike. One core was collected in each marsh and information on grain-size, foraminifera, shell contents and stable carbon isotopes was obtained along with an age model using ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs and ¹⁴C. Core data combined with historical maps give evidence of a typical estuarine backfilling, part of the Holocene regressive parasequence, including an intertidal mudflat at the base and a backshore environment at the top. Despite the absence of grain size anomalies, marine flood-related sedimentation in the backshore area of both marshes is identified by a mixture of marine and terrestrial features, including marine fauna, vegetation debris and variation in the $\delta^{13}\text{C}$ signature of the organic fraction. Very low sedimentation rates between flood events and/or bioturbation prevents the identification of individual episodic marine floods in the sediment succession. Comparison of the two sedimentary successions shows that the foraminifera deposited by marine submersions are of two different types. Foraminifera are monospecific and originate from the upper tidal mudflat in the sheltered marsh; whereas in the backshore marsh located in a wave-exposed environment, they show higher diversity and originate from both shallow and deeper water marine environments. This study shows that wave exposure can control the faunal content of marine flood sediment records in coastal marshes.

© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Coastal marine floods related to tsunamis or storm surges are among the costliest and deadliest natural disasters. Moreover, the risks associated with these hazards are expected to increase in response to future sea-level rise (IPCC 2014), higher storm amplitudes and frequencies (von Storch and Reichardt 1997; Gönner et al. 2001; Vousdoukas et al. 2016) and growing coastal populations (Lutz and K.C., 2010). Consequently, there is a need to better understand marine floods, also referred here as submersion events. Instrumental records of past marine floods are mainly based on tide gauge measurements (Pirazzoli and Tomasin 2007; Bardet et al. 2011) but are limited to the last 150 years (Wöppelmann et al. 2006). Historical archives may also be useful, but they are only available for the last few centuries and they include

uncertainties and biases, especially for older periods (Tsuchiya and Kawata 1988; Liu et al. 2001; Sawai et al. 2008; Breilh et al. 2014; Chaumillon et al. 2017) and are unavailable for many coastal areas. Consequently, sediments are key archives of past marine floods and there is a need to improve our analysis and interpretation of these archives in different environmental settings.

Onshore sediment records of marine floods fall into three main categories (Chaumillon et al. 2017): washover fans (e.g., Leatherman 1976, 1979; Morton and Sallenger 2003; Andrade et al. 2004; Hudock et al. 2014), beach ridges (e.g., Hayne and Chappell 2001; Nott 2003; Nott and Jagger 2013) and sediment layers in backbarrier depressions (e.g., Goodbred and Hine 1995; Donnelly et al. 2004; Williams and Flanagan 2009; Lin et al. 2014). Washover fans are the most voluminous sediment bodies but they may be reworked or lost due to successive storms, barrier transgression or human activity (Sedgwick and Davis 2003). Backbarrier depressions are likely to better preserve sediment records.

In many published examples, marine flood sediment records have been associated with a grain-size anomaly, related to the onshore

* Corresponding author.

E-mail addresses: juliette.baumann@univ-lr.fr, baumann.juliette@gmail.com (J. Baumann).



Importance of infragravity waves for the generation of washover deposits



J. Baumann^{a,*}, E. Chaumillon^a, X. Bertin^a, J.-L. Schneider^b, B. Guillot^b, M. Schmutz^c

^a UMR 7266 LIENSs, CNRS-University of La Rochelle, 2 rue Olympe de Gouges, F-17000 La Rochelle, France

^b UMR 5805 EPOC, CNRS-University of Bordeaux, F-33615 Pessac Cedex, France

^c EA4592 Géoresources et Environnement, Bordeaux INP, University of Bordeaux Montaigne, 1 allée Dauguin, F-33607 Pessac Cedex, France

ARTICLE INFO

Keywords:

Washover
Overwash
Infragravity waves
Runup
Erosion
Transgressive coast

ABSTRACT

Washover deposits are among the most remarkable sedimentary signatures of dune breaching and coastal inundation. Overwash of the barrier leading to washover development can be related either to storms or tsunamis but the distinction between these two processes based on the depositional record is still a matter of debate. Hence, studying recent well-documented washover deposits, combining sedimentological and hydrodynamic investigations is a key approach to identify the processes governing the washover deposition and to analyze their sediment record within the washover. During the winter of 2013–2014, the coasts of the Bay of Biscay experienced an exceptional wave climate, leading to dune breaching and washover deposition at many locations, including the Gatsseau Spit (South of Oléron Island, France). Field observations, aerial photographs, topographic measurements, GPR investigations, trenches and cores, grain size analysis and magnetic fabric measurements were carried out and complemented with hydrodynamic modeling of tides, storm surges, short waves and infra-gravity waves in order to compute maximum runup during the winter of 2013–2014. Such an interdisciplinary approach led to propose that: (1) large overwash events occurring during the winter of 2013–2014 were mainly driven by infra-gravity (IG) waves combined with high tides; (2) the washover elongated outer shape was strongly controlled by the antecedent morphology of the back-barrier area; (3) one overwash flow driven by one IG wave is recorded by one normally graded lamina composed of quartz sand at base and heavy minerals enriched sand at top; (4) dominant settling of the particles from a suspension during sedimentation occurred in the end of each overwash flow in response to flow velocity decrease; (5) laminae can be grouped in laminasets generally composed of thinning upward laminae, related to overwash flow depth decrease during falling tide and to erosion of basal laminae by highest overwash flows occurring more likely around the high tide; (6) the number of laminasets in a proximal position is in the same order of magnitude as the number of modeled highest runup events, offering an almost complete record of overwash events that occurred during the winter 2013–2014.

1. Introduction

Studies of sediment successions deposited after recent and well-documented catastrophic events are helpful for the interpretation of older deposits and the analysis of their forcing parameters. In this context, the distinction between storm and tsunami-related deposits is still a matter of debate (e.g., Dawson and Shi, 2000; Nanayama et al., 2000; Goff et al., 2004, 2012, 2016; Tuttle et al., 2004; Kortekaas and Dawson, 2007; Płarczyk et al., 2014; Costa et al., 2017). Focusing on onshore storm-related deposits, there is indeed tremendous abundance of papers focused on the sedimentology of washovers fans, beach ridges and more discrete records (many references can be found in the review of Chaumillon et al., 2017), but relatively few papers bring together geomorphological and sedimentological studies of storm related

deposits and in-situ measurements and/or modeling of coastal hydrodynamics processes (Fisher et al., 1974; Fisher and Stauble, 1977; Leatherman, 1977; Leatherman and Zaremba, 1987; Holland et al., 1991; Bray and Carter, 1992; Matias, 2006; Baldock et al., 2008; Matias et al., 2010). We believe that such interdisciplinary studies can bring useful contributions.

Among onshore storm-related deposits, washover fans (hereafter washovers) are the most voluminous and are typically sand-dominated sediment bodies (Hudock et al., 2014) emplaced on the landward slope of the littoral barrier. They are resulting from the overwash or breaching of the littoral barrier and the associated reworking of eroded sediment (e.g., Pierce, 1969; Morton and Sallenger, 2003; Buynevich and Donnelly, 2006). Overwash and breaching of littoral barriers are dependent on the geomorphology of the littoral barrier (mainly altitude

* Corresponding author.

E-mail address: juliette.baumann@univ-lr.fr (J. Baumann).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2017.07.013>

Received 5 May 2017; Received in revised form 3 July 2017; Accepted 16 July 2017

Available online 20 July 2017

0025-3227/ © 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

Annexe 2. Données supplémentaires sur le washover de la pointe de Gatseau (AXE 1)

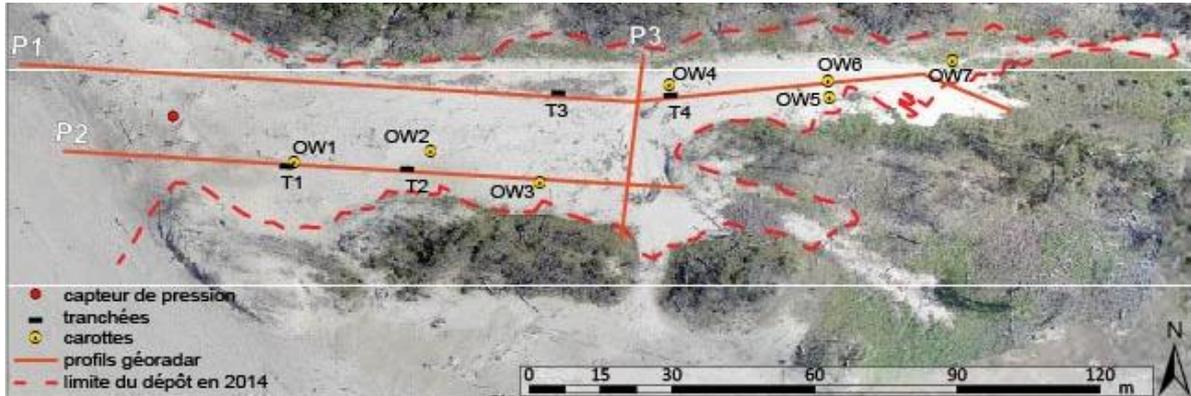


Figure 5.1. Plan de position des mesures

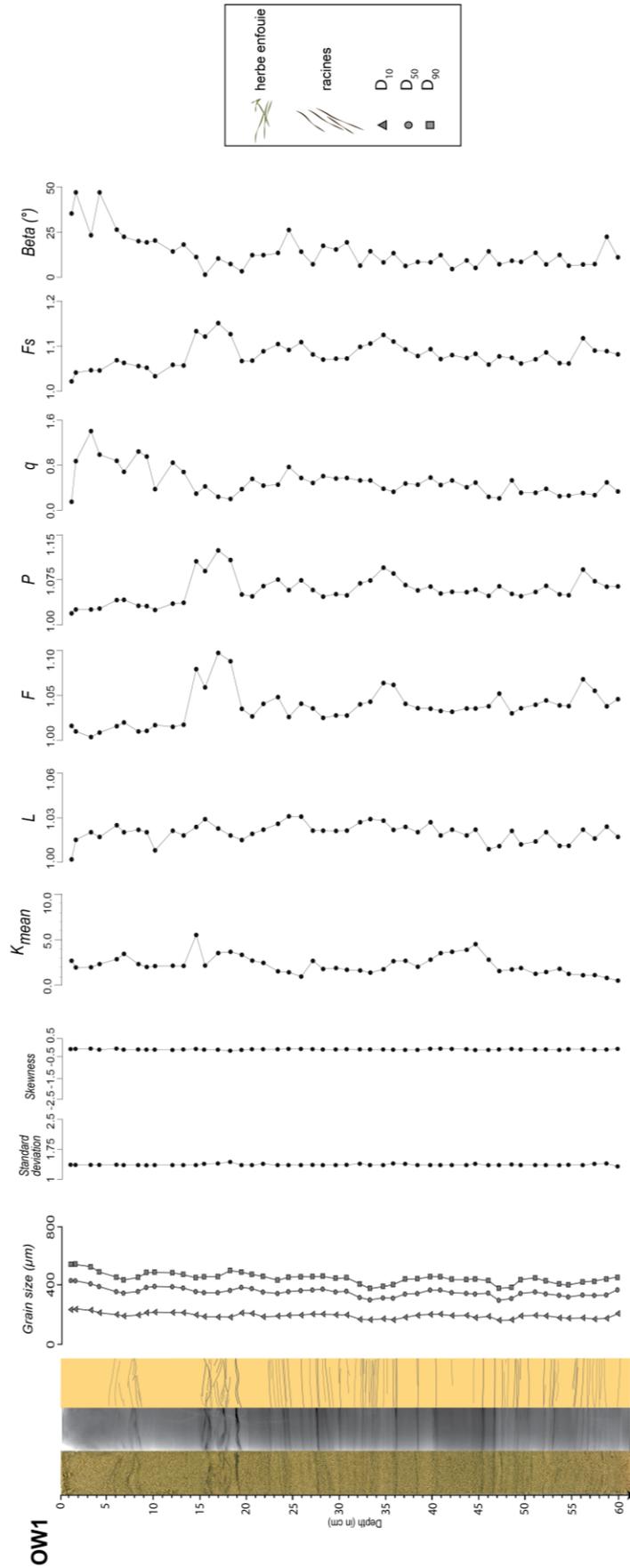


Figure 5.2. De gauche à droite, photographie, radiographie, interprétation, logs granulométriques et des paramètres d'anisotropie de susceptibilité magnétique de la carotte OW1 (position dans la figure 5.1.).

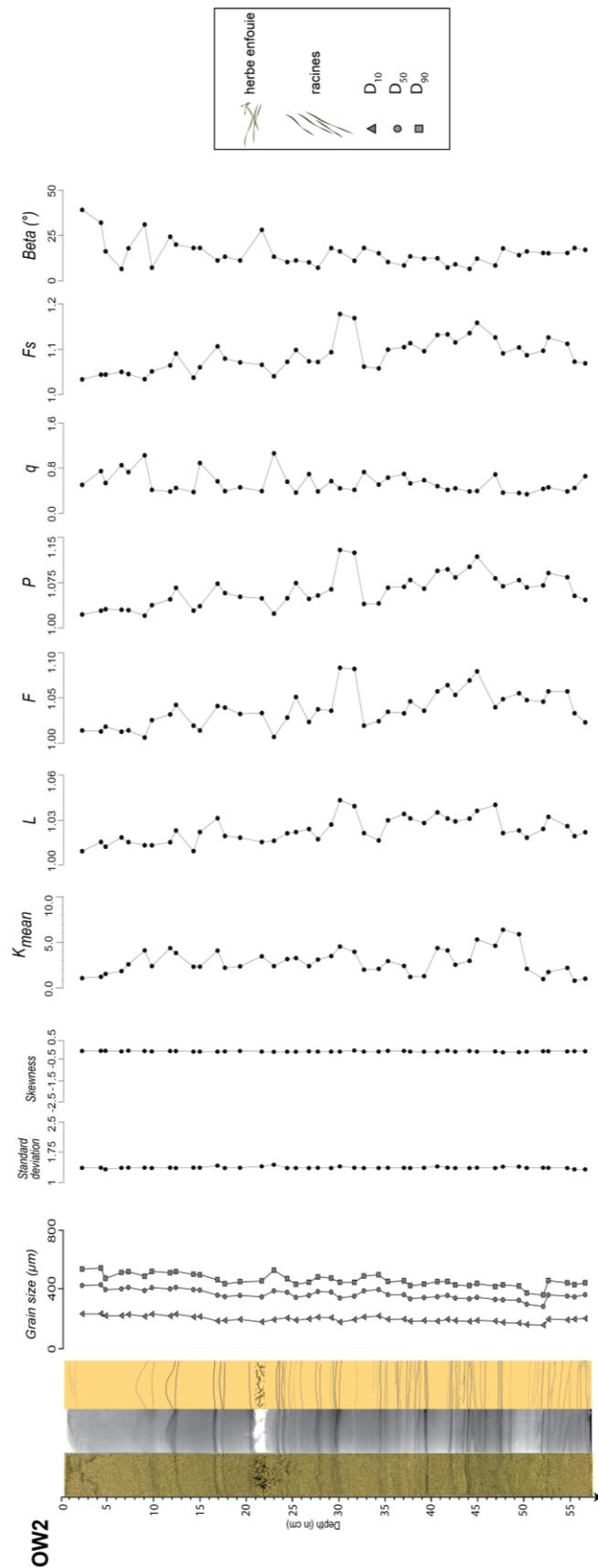


Figure 5.3. De gauche à droite, photographie, radiographie, interprétation, logs granulométriques et des paramètres d'anisotropie de susceptibilité magnétique de la carotte OW2 (position dans la figure 5.1.).

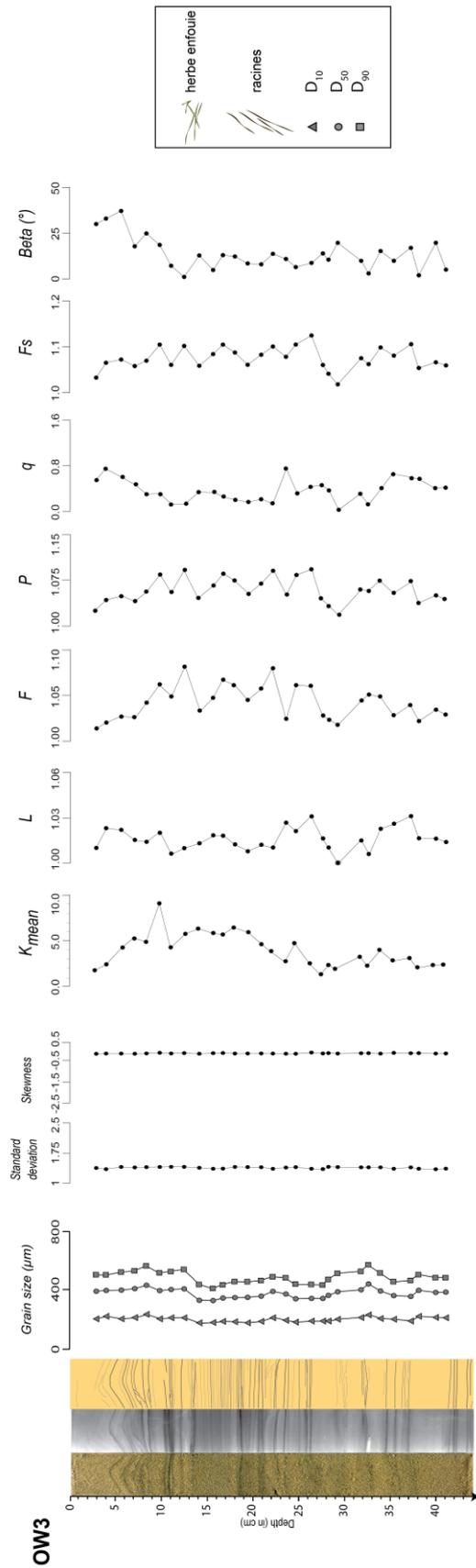


Figure 5.4. De gauche à droite, photographie, radiographie, interprétation, logs granulométriques et des paramètres d'anisotropie de susceptibilité magnétique de la carotte OW3 (position dans la figure 5.1.).

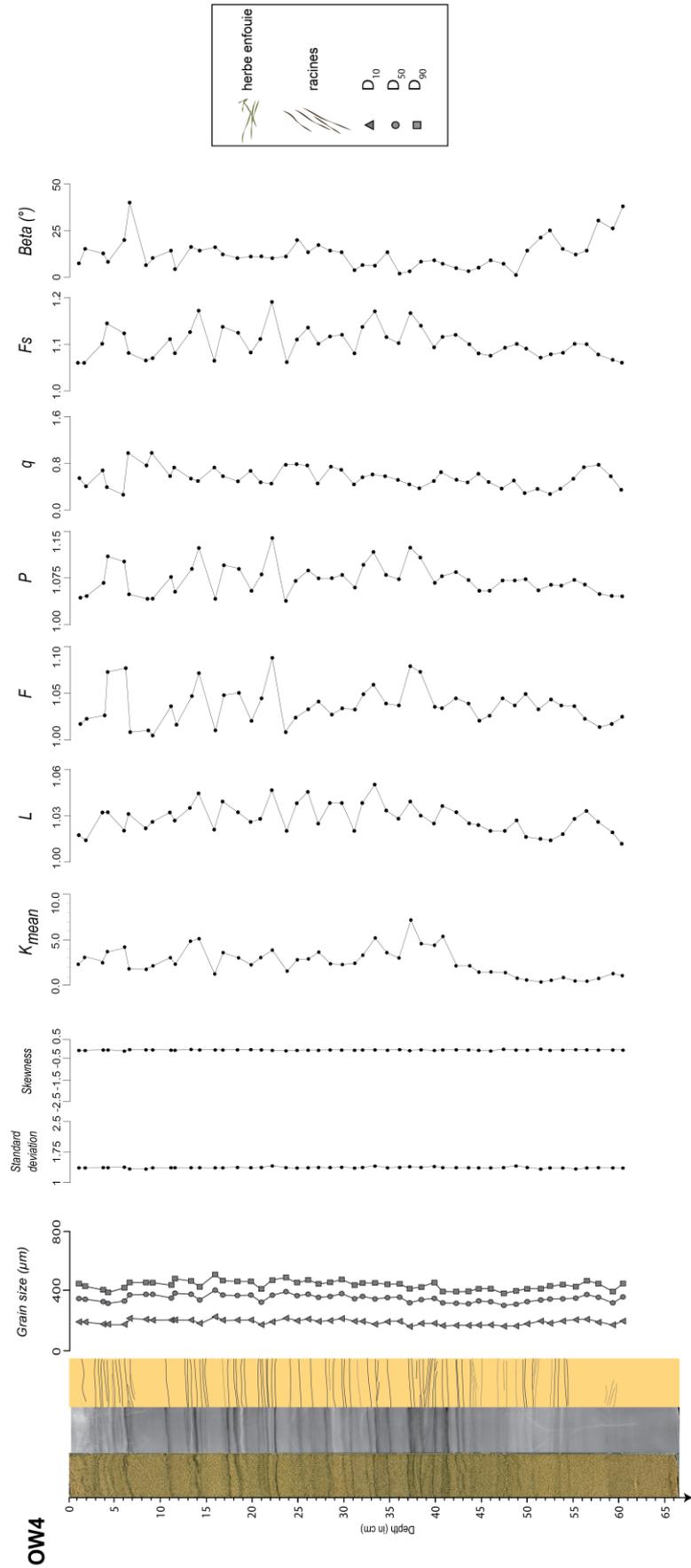


Figure 5.5. De gauche à droite, photographie, radiographie, interprétation, logs granulométriques et des paramètres d'anisotropie de susceptibilité magnétique de la carotte OW4 (position dans la figure 5.1.).

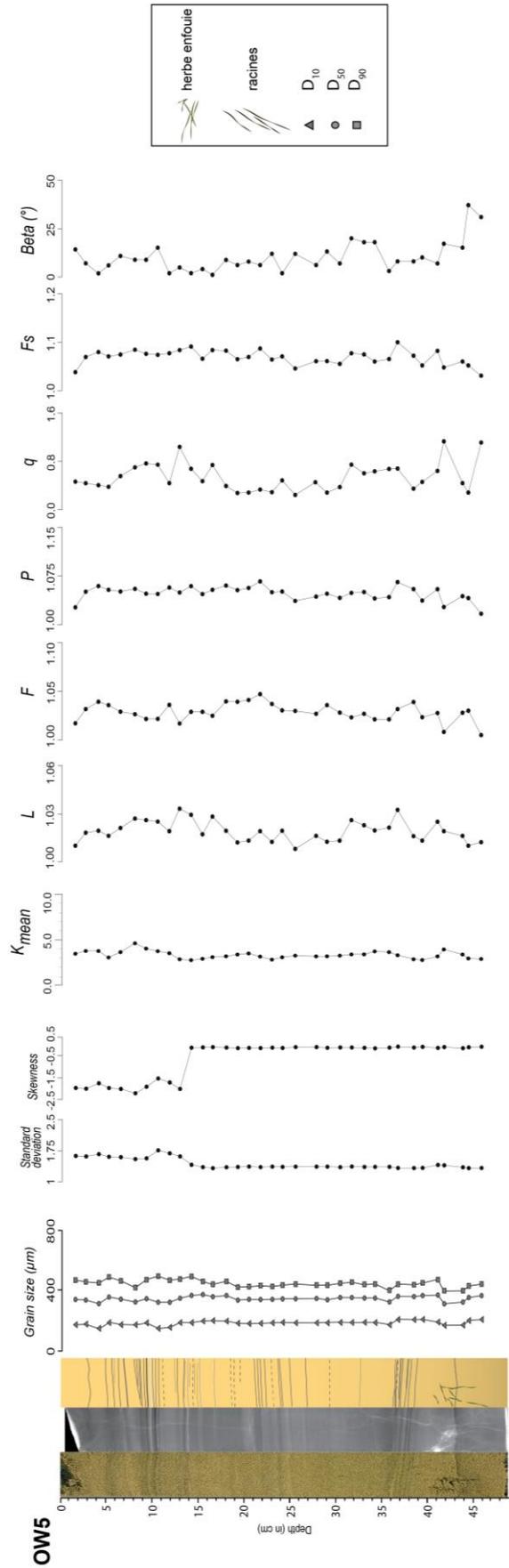


Figure 5.6. De gauche à droite, photographie, radiographie, interprétation, logs granulométriques et des paramètres d'anisotropie de susceptibilité magnétique de la carotte OW5 (position dans la figure 5.1.).

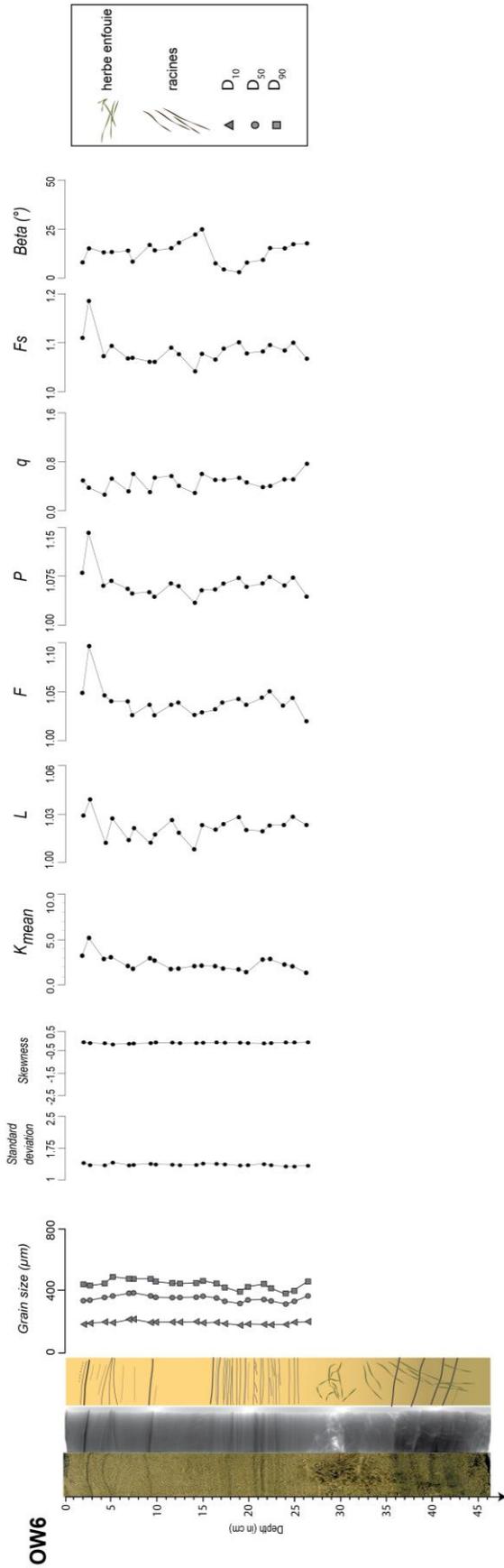


Figure 5.7. De gauche à droite, photographie, radiographie, interprétation, logs granulométriques et des paramètres d'anisotropie de susceptibilité magnétique de la carotte OW6 (position dans la figure 5.1.).

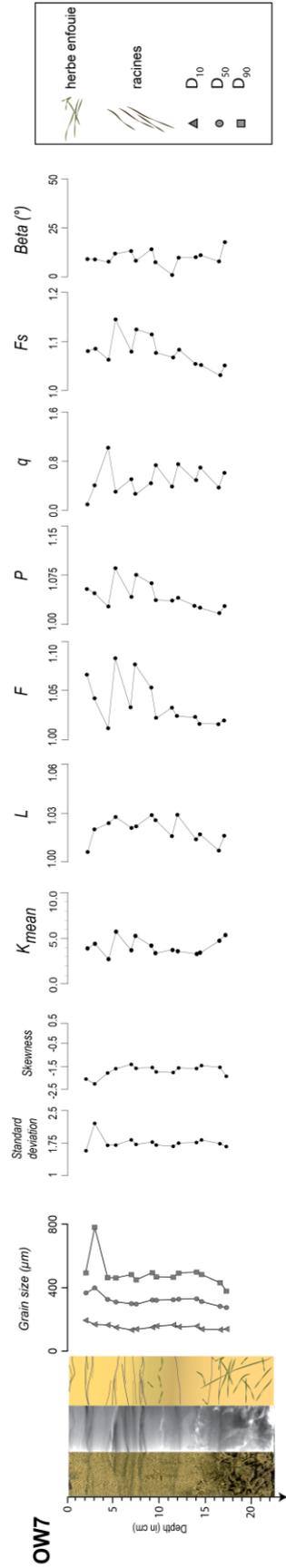


Figure 5.8. De gauche à droite, photographie, radiographie, interprétation, logs granulométriques et des paramètres d'anisotropie de susceptibilité magnétique de la carotte OW7 (position dans la figure 5.1.).

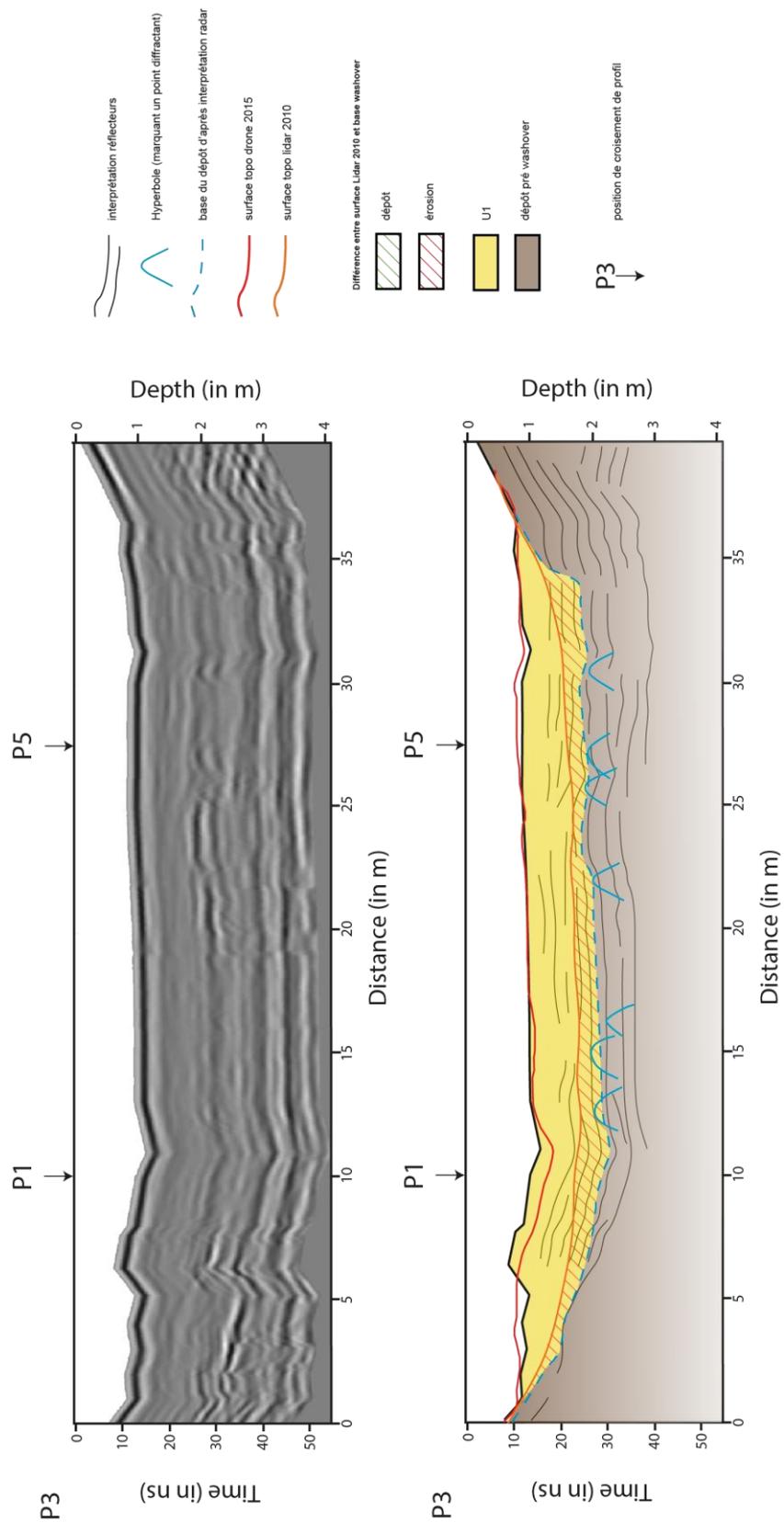


Figure 5.9. Radargramme (en haut) et interprétation (en bas) du profil géoradar P3 (position du profil sur la figure 5.1.)

Annexe 3. Données supplémentaires sur les carottes dans les marais (AXE 2)

Longitude	Latitude	DeltaR	DeltaRErr	Localité	Référence
-1.2667	45.9167	-34	60	Ile d'Oléron	Tisnérat-Laborde et al., 2010
-1.4333	46.1661	-36	40	Ile de Ré	Tisnérat-Laborde et al., 2010
-1.4333	46.1667	-32	39	Ile de Ré	Tisnérat-Laborde et al., 2010

Tableau 5.1. Paramètres d'effet réservoir local choisis pour la correction des âges radiocarbone des carottes MP13_1bis et MY14_02.

Annexe 4. Techniques et collaborations

	Technique	Acquisition	Traitement	Interprétation	
AXE 1	Terrain	Baumann, Chaumillon, Schneider	Baumann	Baumann	
	Photos aériennes	/	Baumann	Baumann	
	GPR	Schmutz, Baumann, Chaumillon	Schmutz	Baumann	
	Drone	Guillot, Baumann	Guillot	Baumann	
	Modélisation hydrodynamique	Bertin	Bertin	Bertin, Baumann	
	Ouverture / photo / scopix	EPOC, Baumann	Baumann	Baumann	
	Granulométrie	EPOC	Baumann	Baumann	
	ASM	Schneider	Schneider	Schneider, Baumann	
	AXE 2	Terrain	Baumann, Chaumillon, Schneider	Baumann	Baumann
		Cartes anciennes		Baumann	Baumann
Ouverture / photo / scopix		EPOC	Baumann	Baumann	
Granulométrie		EPOC	Baumann	Baumann	
XRF		EPOC	Baumann	Baumann	
Isotopie		Baumann, Richard	Richard, Baumann	Richard, Baumann	
Microfaune		Baumann	Baumann	Baumann, Jorissen	
Macrofaune		Baumann	Baumann	Baumann, Sauriau	
¹³⁷ Cs / ²¹⁰ Pb		Baumann, Schmidt	Schmidt	Schmidt, Baumann	
Radiocarbone		Beta Analytics	Baumann	Baumann	

LIENSs, UMR 7266, CNRS, Université de la Rochelle :

- Éric, Chaumillon ;
- Pierre Richard ;
- Pierre-Guy Sauriau ;
- Xavier Bertin.

EPOC, UMR 5805, CNRS, Université de Bordeaux :

- Jean-Luc Schneider ;
- Sabine Schmidt ;
- Plateforme de traitement des carottes : Isabelle Billy, Hervé Derriennic, Olivier Ther, Pascal Lebleu, Marie Claire Perello.

LPG-BIAF, UMR 6112, CNRS, Université d'Angers :

- Frans Jorissen

SIGNATURE SEDIMENTAIRE DES SUBMERSIONS DE TEMPETE EN DOMAINE RETROLITTORAL – APPLICATION A LA REGION DE CHARENTE-MARITIME.

Résumé

Cette thèse présente l'étude de la signature sédimentaire des submersions marines de tempête, dans le domaine rétrolittoral. Cette signature peut être extrêmement variable principalement en fonction des paramètres météo-océaniques menant à la submersion, de la morphologie de l'avant-côte et du domaine rétrolittoral et du disponible sédimentaire.

Premièrement, l'étude de dépôts de washover mis en place lors de l'hiver 2013-2014, au sud de l'île d'Oléron, particulièrement énergétique en terme de climat de vagues, via une approche couplant processus hydrodynamiques et sédimentologie, a permis (1) de mettre en évidence l'importance des ondes infragravitaires, sur une côte dissipative à caractère macrotidal, dans le déclenchement de l'overwash de la barrière et la mise en place de washovers; et de (2) proposer un nouveau modèle de faciès des dépôts de washover mis en place par des ondes infragravitaires combinées à la marée haute.

Deuxièmement, la caractérisation de la signature sédimentaire des submersions marines en domaine rétrolittoral plus distal a montré que dans le contexte morphologique des marais de Charente-Maritime, les apports extrêmement faibles de sédiments en provenance du domaine continental, entre deux événements de submersion marine, empêche la distinction des différents niveaux de submersion. Cependant cette étude a permis de valider des proxies tels que la microfaune ou l'isotopie de la matière organique pour l'identification de niveaux de submersion marine, permettant en partie de pallier aux limites inhérentes à l'anomalie granulométrique généralement utilisée. Cette étude a aussi permis la mise en évidence d'une variabilité dans la signature sédimentaire des submersions marines entre deux marais géomorphologiquement contrastés et plus ou moins exposés aux houles en provenance de l'océan.

Mots-clés : submersions marines ; tempêtes ; sédimentologie ; marais côtiers ; washover ; ondes infragravitaires

Abstract

This thesis presents the study of the sedimentary signature of marine submersions triggered by storms, in the back barrier area. This signature can be extremely variable mainly according to the meteorological parameters leading to the submersion of the back barrier area, the morphology of the nearshore, shore and back barrier area, and sediment availability.

Firstly, the study of washover deposits emplaced during the winter of 2013-2014 on the southern end of the Oléron Island, characterized by an exceptional wave climate, via a coupled hydrodynamical and sedimentological approach, allowed us to (1) highlight the importance of infragravity waves, on macrotidal and dissipative coasts, in triggering the overwash and emplace washover deposits; and (2) to suggest a new facies model of washover deposits emplaced by infragravity waves combined to high tides.

Secondly, the characterization of the sedimentary signature of marine submersions in the distal part of the back barrier area showed that in the morphological context of the Charente-Maritime coastal marshes, the extremely limited amounts of sediments in provenance from the continent, between two submersion events, prevent the distinction of the different marine submersion sedimentary layers. Nevertheless, this study allowed validating new proxies as microfauna and organic matter isotopy for the identification of marine submersion sedimentary signature, allowing to work independently of the granulometric anomaly proxy and its known limits. This study also allowed evidencing the variability in the sedimentary signature of marine submersions in geomorphologically contrasted marshes and that this variability was linked to the ocean waves exposure.

Keywords: marine submersion; storms; sedimentology; coastal marshes; washover; infragravity waves.